

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

CONTRIBUTION DU SOL ET DE L'ATMOSPHÈRE À LA BIOGÉOCHIMIE
DU COUVERT NIVAL EN MILIEU TEMPÉRÉ FROID,
MONT-LEBEL, BAS-SAINT-LAURENT (QUÉBEC)

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE
EXTENSIONNÉE DE
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR
NICHOLAS FECTEAU

NOVEMBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

*À ma grand-mère,
elle qui m'a toujours tricoté
mitaines et bas de laines
pour que je puisse affronter
nos si longs hivers*

REMERCIEMENTS

Ce travail de recherche, initié en 2010, a été réalisé à l'Université du Québec à Rimouski et à l'Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER). Je tiens sincèrement ici à remercier toutes les personnes ayant contribué, de près ou de loin, à l'aboutissement de ce projet.

Ce mémoire a été réalisé sous la direction de Simon Bélanger. Je tiens à lui témoigner ma gratitude pour m'avoir laissé le champ libre dans ce projet. Ce mémoire sous cette forme n'aurait pu voir le jour sans la grande liberté et les moyens qu'il m'a généreusement accordés. Merci de ta confiance. Il a su m'inspirer, me remettre en question et me faire avancer. Mes remerciements s'adressent également à ma co-directrice Gwénaëlle Chaillou qui a su nous ramener sur terre. Ses réflexions et judicieux conseils ont toujours été appropriés et bien appréciés. Merci aussi à Jean-Pierre Gagné, co-directeur du projet, pour son temps, ses explications justes et sa méticulosité. Rien ne lui échappe. Merci également à vous trois pour tout le matériel mis à ma disponibilité.

Parmi les collaborateurs, je tiens à remercier Florent Dominé, chercheur à Takuvik (U. Laval, Québec) et Jean-Christophe Clément, chercheur au Laboratoire d'écologie alpine (LECA, Grenoble) pour leur temps et intérêts. Leurs expériences sur le terrain en hiver et leurs conseils scientifiques m'ont permis d'optimiser mes manipulations et de les rendre plus justes. Aussi, merci à Christian Nozais, chercheur en biologie à l'UQAR, pour les judicieux conseils sur l'extraction des bactéries du sol.

Une fois de plus merci, mais à tous ceux qui ont dû subir le froid, les mauvaises conditions météorologiques ou mes nombreuses questions. J'ai nommé Laurence Provencher-Nolet, qui a probablement le plus souffert les lundis matins sur le terrain, François Truchon, pour son dévouement et sa grande motivation à faire de mes

micro-stations climatiques, les plus efficaces, Manon Turmel pour sa grande efficacité et Thomas Jaegler, bien sûr, sans qui je serais encore à essayer d'écrire un script sous R. Son support remarquable, autant moral que technique, a été des plus apprécié. Un immense merci à Philippe Massicotte de l'UQTR pour le traitement et le roulement de modèles PARAFAC. Mes remerciements également à Guy Fecteau, mon père, qui n'a probablement jamais trop compris ce que je faisais, mais qui m'a donné un sérieux coup de main dans la fabrication d'un carottier de sol gelé. Pour leur coup de pouce, merci à Adeline Piot, Hugo Martin et Mathieu Millour. Merci également à toute l'équipe du département de biologie, chimie et géographie et en particulier à Marie-Andrée Roy, Antoine Morissette et Jérôme Dubé pour le prêt de matériel terrain ainsi qu'à Diane Bérubé, Jonathan Coudé et Louiselle Lévesque pour le prêt du matériel de laboratoire. Merci aussi à André Rochon pour l'accès au centrifugeur, ce qui m'a permis d'écourter le temps en laboratoire et de dormir la nuit. Mélanie Simard et Pascal Rioux, je vous remercie de votre précieuse aide dans la préparation et les analyses du carbone organique dissous et des éléments nutritifs. Mille mercis à Claude Belzile de son intérêt et d'avoir pris le temps pour que l'on développe une méthode efficace pour extraire les bactéries du sol. Finalement, merci aux agents de sécurité de l'UQAR qui m'ont vu débarquer au laboratoire à des heures pas possibles pour la désactivation/activation du système d'alarme.

Enfin, l'argent ne tombe pas du ciel. Merci d'abord à Simon Bélanger et Gwénaëlle Chaillou pour les fonds. Un très grand merci à Claudie Bonnet qui m'a incité à participer au programme FONCER d'Environord, ce qui m'a permis d'accéder à une bourse de recherche en milieu nordique. Aussi, merci aux autres fournisseurs de fonds du projet, principalement le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie (CRSNG), le Programme de bourses d'excellence en recherche Ville de Rimouski et la Fondation de l'UQAR.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xiv
LISTE DES SYMBOLES	xvii
RÉSUMÉ	xviii
INTRODUCTION	1
Contexte de la recherche	1
Problématique	3
Composition chimique de la neige	3
Rôle de l'atmosphère sur les propriétés du couvert nival	4
Rôle du couvert nival sur les propriétés du sol	6
Questions de recherche	8
Objectifs	11
Hypothèses	11
Pertinence de la recherche.....	12
CHAPITRE I.....	13
MATÉRIEL ET MÉTHODES	13
1.1 Site d'étude.....	13
1.1.1 Localisation du site d'étude	13
1.1.2 Intérêt du site d'étude.....	14
1.1.3 Description générale du site d'étude	16
1.1.4 Choix des parcelles	17
1.2. Variabilité spatiale comparée à la variabilité temporelle	21
1.2.1 Justification de l'échantillonnage.....	21
1.2.2 Stratégie d'échantillonnage	27
1.2.3 Caractérisation de la variabilité spatiale	29
1.3 Collecte des échantillons.....	30
1.3.1 Collecte du sol.....	30

1.3.2 Collecte de la neige	33
1.4 Préparation et traitement des échantillons.....	35
1.5 Méthodes de mesures et d'analyses	38
1.5.1 Conditions météorologiques et physiques du sol et du couvert nival	38
1.5.2 Paramètres chimiques et optiques du sol et du couvert nival.....	41
1.5.2.1 Contenu en eau gravimétrique du sol.....	41
1.5.2.2 Matière organique totale du sol.....	41
1.5.2.3 pH.....	42
1.5.2.4 Nutriments inorganiques (N et P)	42
1.5.2.5 Propriétés chimiques et optiques de la matière organique dissoute...	43
1.5.3 Paramètres biologiques du sol et du couvert nival.....	47
1.6 Traitement des données et analyses statistiques.....	47
1.6.1 Tests de comparaisons de moyennes.....	47
1.6.2 Analyses PARAFAC.....	49
CHAPITRE II	52
RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	52
2.1 Description des variabilités analytique, intra-prélèvement et spatiale et estimation des incertitudes	53
2.1.1 Campagnes d'échantillonnage du sol et de la neige.....	53
2.1.1.1 Sol	53
2.1.1.2 Manteau neigeux	56
2.1.2 Type de variabilité.....	58
2.1.2.1 Estimation des incertitudes	58
2.1.2.2 Incertitude analytique.....	59
2.1.2.3 Variabilité intra-prélèvement	60
2.1.2.4 Variabilité spatiale	61
2.2 Interactions neige-sol	63
2.2.1 Physique : implication sur la chimie du manteau neigeux	64
2.2.1.1 Température	64

2.2.1.1.1 Influence du manteau neigeux sur la température du sol et dans la neige	66
2.2.1.1.2 Couche chaude de neige.....	71
2.2.1.2 Structure, accumulation et fonte du manteau neigeux	74
2.2.2 Sources des substances chimiques dans le couvert nival	77
2.2.2.1 L'azote.....	77
2.2.2.2 Le phosphore.....	87
2.2.2.3 Le carbone.....	90
2.2.2.4 Propriétés optiques de la matière organique dissoute (MOD)	95
2.2.2.4.1 Coefficient d'absorption à 254 nm.....	95
2.2.2.4.2 Absorbance spécifique des ultraviolets à 254 nm et ratio de la pente spectrale.....	98
2.2.2.4.3 Fluorescence : matrice de fluorescence et analyse PARAFAC	105
2.2.2.5 Activité biologique : implications sur les composés dans la neige..	124
2.2.3 Sources des substances dans le couvert nival et processus responsables de leur présence.....	130
CONCLUSION.....	138
BIBLIOGRAPHIE	143
ANNEXE	161

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Couches de sol à échantillonner pour chaque parcelle.....	18
Tableau 1.2 : Revue des méthodes utilisées pour prélever le sol à des fins d'analyses physiques, chimiques ou biologiques.....	23
Tableau 1.3 : Paramètres mesurés sur le sol et la neige, <i>in situ</i> et en laboratoire	30
Tableau 1.4 : Dates, types et nombres de prélèvements pour la campagne 2010-2011	32
Tableau 1.5 : Appareils, contenants et volumes par échantillon pour les analyses	36
Tableau 1.6 : Paramètres de réglages du spectrofluorimètre pour l'obtention de matrices d'excitation et émission.....	45
Tableau 2.1 : Statistiques descriptives de l'incertitude analytique (IA), de la variabilité intra-prélèvement (VIP) et de la variabilité spatiale (VS) des paramètres chimique, optique et biologique d'échantillons de sol sélectionnés aléatoirement.....	55
Tableau 2.2 : Statistiques descriptives de l'incertitude analytique (IA) d'échantillons de neige sélectionnés aléatoirement et de la variabilité spatiale (VS) des couches de neige 1, 5 et 7 de la parcelle Contrôlé pour les paramètres chimique, optique et biologique.....	57
Tableau 2.3 : Statistiques descriptives de la variabilité spatiale de l'épaisseur (cm) et de l'équivalent en eau (mm) du manteau neigeux du 22 février 2012 pour chaque parcelle ainsi que le champ regroupant les parcelles Minéral, Herbacé et Contrôlé.....	62
Tableau 2.4 : Statistiques descriptives de la densité moyenne (kg m^{-3}) et de l'équivalent en eau (mm) de la neige (EEN).....	75
Tableau 2.5 : Caractérisation des composantes PARAFAC identifiées dans les matrices d'excitation et d'émission de fluorescence le sol et la neige.....	109
Tableau 2.6 : Correspondance entre les composantes des modèles PARAFAC du sol et de la neige et avec les composantes identifiées par de modèles PARAFAC d'études antérieures.....	111
Tableau 2.7 : Description des composantes identifiées par les modèles PARAFAC	113

Tableau 2.8 : Intensités de fluorescence (U.R.) des cinq composantes du sol identifiées par le modèle PARAFAC ($n=14$).....	114
Tableau 2.9 : Abondance bactérienne (10^9 bactéries par g de sol sec) et rapport HNA:LNA.....	128

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Localisation du site d'étude à Mont-Lebel (Rimouski) au Bas-Saint-Laurent	14
Figure 1.2 : Stratification nette de la neige au champ en plusieurs couches horizontales, sans perturbation par le vent, 14 avril 2011	15
Figure 1.3: Disposition et taille des quatre parcelles; SP : Station micro climatique principale (champ); S2 : Station micro climatique secondaire (forêt)	18
Figure 1.4 : Les quatre parcelles à l'étude (1) et le sol associé (2)	20
Figure 1.5 : Étapes de prélèvement du sol avec un carottier de 10 x 10 x 10 cm ³ ; étapes A-B : enfoncement du carottier dans le sol; étape C : extraction de la carotte de sol; étape D : préparation des sacs stériles; étape E : distinction des couches de sol; étape F : séparation des couches de sol	25
Figure 1.6 : Nombre et épaisseur des couches de sol et de neige (au champ) prélevées pendant l'hiver 2010-2011	26
Figure 1.7 : Plan d'échantillonnage du sol et de la neige pour la parcelle Minéral; les axes x et y indiquent les dimensions de la parcelle en mètre	28
Figure 1.8 : Profil physique de la neige (A); pesée de la neige pour le calcul de densité (B); échantillonnage de la neige pour le pH (C) et pour les analyses chimiques et biologiques (D)	34
Figure 1.9 : Montage de filtration sous vide	38
Figure 1.10 : Assemblage des thermocouples sur une barre de téflon (A); installation et configuration du programme de capture de données (B); station principale (SP) au champ avec panneau solaire (C) et station secondaire (S2) en forêt, reliée à SP par câble de télécommunication (D)	40
Figure 2.1 : Températures médianes (T^{med}), températures minimales (T^{min}) et températures maximales (T^{max}) journalières de l'air pour le site d'étude; la ligne horizontale noire et en tirets indique 0 °C	65
Figure 2.2 : Températures médianes (T^{med}) journalières du sol à 2 cm de profondeur pour les parcelles Champ et Forêt; la ligne horizontale bleue indique la T à 0 °C; les lignes verticales noires et en tirets délimitent trois périodes déterminées par la présence ou l'absence du couvert nival (pré-nivale, nivale et post-nivale)	65

- Figure 2.3 : Température (°C) in situ du manteau neigeux à une résolution verticale de 10 cm et température (°C) du sol aux profondeurs 7,5 cm, 2,5 cm et 0 cm; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées pour les paramètres biogéochimiques; les données ont été prises en début de chaque matinée 69
- Figure 2.4 : Densité du manteau neigeux (kg m^{-3}) à une résolution verticale de 10 cm et l'humidité du sol (%) aux profondeurs 7,5 cm et 2,5 cm; lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées pour les paramètres biogéochimiques 73
- Figure 2.5 : Épaisseur du manteau neigeux (cm) lors de l'échantillonnage (hebdomadaire en période d'accumulation et aux 2-3 jours à la fonte) pour chaque parcelle; ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribué à chaque donnée 74
- Figure 2.6 : Équivalent en eau du manteau neigeux (mm) de chaque journée d'échantillonnage pour chaque parcelle; l'ICM des parcelles Minéral (0,8), Herbacé (0,9), Contrôlé (0,5) et Forêt (1,0) est inférieur à la taille des points des courbes, donc les ICM ne sont pas visibles..... 77
- Figure 2.7 : Contenu en N-NH_4^+ de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,003 \text{ mg L}^{-1}$ 79
- Figure 2.8 : Contenu en N-NO_{2+3}^- de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,0002 \text{ mg L}^{-1}$ 80
- Figure 2.9 : Contenu en NTD de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,012 \text{ mg L}^{-1}$ 84
- Figure 2.10 : Contenu en P-PO_4^{3-} de la neige (mg L^{-1}) en forêt; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées; limite de détection $0,0006 \text{ mg L}^{-1}$ 88
- Figure 2.11 : Contenu en PTD de la neige (mg L^{-1}) en forêt; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées; limite de détection : $0,03 \text{ mg L}^{-1}$ 89
- Figure 2.12 : Contenu en COD de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,05 \text{ mg L}^{-1}$ 92

Figure 2.13 : Contenu en COD provenant de la MO extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol (mg par g de sol sec) des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt	93
Figure 2.14 : Coefficient d'absorption à 254 nm (m^{-1}) de la MODC de la neige et du sol pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées.....	96
Figure 2.15 : $SUVA_{254}$ de la MOD de la neige pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées	99
Figure 2.16 : $SUVA_{254}$ de la matière organique extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt.....	101
Figure 2.17 : S_R de la MOD de la neige pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées	103
Figure 2.18 : Ratio de la pente spectrale (S_R) de la matière organique extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt	105
Figure 2.19 : Matrices d'excitation et d'émission de la MODF typique pour la neige (couche 2) et le sol (couche 1), 4 avril 2011; notez les différences d'échelles.	106
Figure 2.20 : Modèles PARAFAC du sol (5 composantes) et de la neige (6 composantes); traits pleins sont les valeurs d'excitation et les traits pointillés sont les valeurs d'émission; l'échelle de couleurs indique l'intensité de fluorescence (U.R.) de faible (bleue) à élevée (rouge)	108
Figure 2.21 : Composante C1A (F_{max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine et au tryptophane; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées	115
Figure 2.22 : Composante C1B (F_{max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine et au tryptophane; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées	115
Figure 2.23 : Composante C2 (F_{max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine, au tryptophane et aux protéines; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées	117
Figure 2.24 : Composante C3 (F_{max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées	118

- Figure 2.25 : Composante **C4** (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées 119
- Figure 2.26 : Composante **C5** (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées 120
- Figure 2.27 : Abondance bactérienne de la neige (bactéries mL^{-1}) des quatre parcelles; lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : ~ 1000 bactéries mL^{-1} 126
- Figure 2.28 : Abondance bactérienne (milliard de bactéries par g de sol sec) pour la première couche du sol de chaque parcelle 127
- Figure 2.29 : Source de MOD fluorescente dans la neige et fluorescence moyenne de la MOD du sol au champ et en forêt; unités : U.R. 131

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

a_{254}	coefficient d'absorption à 254 nm
ABP	Aérosols biologiques primaires
C	Carbone
CaCl ₂	Chlorure de calcium
CÉ	Carbone élémentaire
CN	Carbone noir
CO	Carbone organique
CO ₂	Dioxyde de carbone
COD	Carbone organique dissous
Contrôle neige-sol	Parcelle dans un champ avec une pellicule plastique à l'interface
CV	Coefficient de variation à la moyenne (exprimé en %)
EEN	Équivalent en eau de la neige
ESM	Erreur-standard de la moyenne
F	Fibreux
F _{max}	Fluorescence maximum
Forêt (organique)	Parcelle en forêt à dominance résineuse avec une litière forestière
H	Humus
HCl	Acide chlorhydrique
Herbacé (organique)	Parcelle au champ avec un sol à une végétation herbacée naturelle
HgCl ₂	Chlorure de mercure
HNO ₃	Acide nitrique
HNA	High nucleic acid content (haut contenu en acide nucléique)
HONO	Acide nitreux
H ₂ O	Eau liquide
H ₂ O grav.	Contenu en eau gravimétrique
HULIS	HUmic Like Substances
ICM	Intervalle de confiance de la moyenne à un seuil de 95 %
IA	Incertitude analytique
IR	Infrarouge
KCl	Chlorure de potassium

L	Litière fraîche
LNA	Low nucleic acid content (faible contenu en acide nucléique)
LOI	Loss-on-ignition
MEEF	Matrices d'excitation et d'émission de fluorescence
Minéral	Parcelle au champ avec un sol nu (minéral)
MO	Matière organique
% MO	Pourcentage de matière organique
MOD	Matière organique dissoute
MODC	Matière organique dissoute colorée
MODF	Matière organique dissoute fluorescente
N	Azote
NC(1 à 6)	Les composantes 1 à 6 de la neige identifiées par le modèle
PARAFAC	
NH_4^+	Ion ammonium
nm	Unité en nanomètres
N-NH_4^+	Azote ammoniacal
N-NO_{2+3}^-	Azote nitrite-nitrate
NO	Monoxyde d'azote
N_2O	Protoxyde d'azote
NO_2	Dioxyde d'azote
NO_2^-	Ions nitrite
NO_3^-	Ions nitrate
NO_x	Oxyde d'azote
NOD	Azote organique dissous
NS	Non significatif
NTD	Azote total dissous
P	Phosphore
PARAFAC	Analyses de facteurs en parallèle
PO_4^{3-}	Ion phosphate
POD	Phosphore organique dissous
P-PO_4^{3-}	Phosphore phosphaté
PTD	Phosphore total dissous

SO ₂	Dioxyde de soufre
SC(1 à 5)	Les composantes 1 à 5 du sol identifiées par le modèle PARAFAC
S _R	Ratio de la pente spectrale
SUVA ₂₅₄	Absorbance spécifique des ultraviolets à 254 nm
T	Température
T ^{min}	Température minimale
T ^{méd}	Température médiane
T ^{max}	Température maximale
U.R.	Unités Raman
UV	Ultraviolet
VIP	Variabilité intra-prélèvement
VS	Variabilité spatiale
VIS	Visible
WEOM	Water extractable organic matter
WSOC	Water soluble organic carbon

LISTE DES SYMBOLES

n	Nombre d'objet dans une série
s	Écart-type
\bar{X}	Moyenne arithmétique
θ_g	Contenu en eau gravimétrique

RÉSUMÉ

Le couvert nival constitue un milieu d'échanges entre l'atmosphère, le sol et le système hydrologique où le carbone (C), l'azote (N) et le phosphore (P) évoluent au fil de l'hiver. Les variabilités verticale et temporelle des concentrations de ces composés dans le couvert nival des milieux tempérés froids dominés par des forêts mixtes et des activités agricoles sont très peu documentées. Il est connu que la neige et le sol sont des systèmes stockant, transformant et libérant la matière. Est-ce que les éléments biogéochimiques accumulés/produits dans la neige peuvent provenir du sol sous-jacent ? Cette étude vise à comprendre le rôle du sol dans la présence de composés dissous (C, N, P) dans le manteau neigeux. Pour atteindre cet objectif, des mesures à haute résolution temporelle des propriétés physico-chimiques, biogéochimiques et optiques ont été réalisées sur des profils verticaux de neige et de sol échantillonnés à Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec), d'octobre 2010 à mai 2011. Le site d'étude comprend une parcelle à dominance résineuse et trois parcelles dans un champ caractérisées respectivement par 1) une végétation herbacée naturelle, 2) un sol nu (minéral) et 3) une parcelle contrôlée où le contact neige-sol a été coupé par une membrane plastique. Ce dernier a isolé la neige du sol afin de discriminer les apports atmosphériques de ceux provenant du sol. Les variables mesurées hebdomadairement pour la neige et aux deux semaines pour le sol sont: 1) les propriétés physico-chimiques (épaisseur, densité, pH, etc.); 2) les propriétés optiques des substances dissoutes (absorption, fluorescence); 3) le C et N organique total dissous par oxydation issue de la combustion catalytique à haute température et le P organique total dissous par oxydation humide; 4) les sels nutritifs (N, P) par dosage colorimétrique; 5) le dénombrement bactérien par cytométrie en flux. Cette caractérisation a permis de discerner les sources de C, N et P à la neige. La variabilité temporelle (sol et neige) de la plupart des composés étudiés a été plus importante que la variabilité spatiale. La structure physique du manteau joue un rôle important dans le contenu et la distribution des composés dissous dans la neige. Une « couche chaude » maintenue à ~ 0 °C et sur ~ 15 cm d'épaisseur a été observée à la base du manteau. Elle suggère une zone potentielle de mobilité des substances présentes par l'eau. Cette zone a également été reconnue plus riche en composés. Le lessivage de la matière organique par l'eau dans cette couche chaude ferait de cette zone une « couche active » sur le plan biogéochimique. Le contenu de ces composés dans le couvert nival varie selon leur environnement. Quatre sources ont été identifiées : l'atmosphère, la canopée, la litière du champ et forestière. Au champ, la litière serait la principale source de matières au manteau neigeux, tandis qu'en forêt, l'apport de la canopée semble dominer au point de masquer la contribution de la litière forestière.

Mots-clés : couvert nival, interface neige-sol, matière organique dissoute, carbone organique dissous, sels nutritifs, absorption, fluorescence, PARAFAC, abondance bactérienne

INTRODUCTION

Contexte de la recherche

Aux moyennes latitudes, la saison froide amène la présence d'un couvert de neige hivernal. Le moment d'arrivée de ce couvert de neige, sa présence, son épaisseur et sa durée sont des éléments régulateurs d'au moins six paramètres environnementaux: la température du sol, la dynamique microbienne et racinaire, le cycle des nutriments, le cycle du carbone organique dissous (COD), le pH des milieux aquatiques et les échanges de gaz entre le sol et l'atmosphère (Groffman *et al.*, 2001; Freppaz *et al.*, 2007). Cependant, avant même d'atteindre le sol, les cristaux de neige constituant ce manteau « blanc » renferment une histoire. Les aérosols, particules microscopiques en suspension dans l'atmosphère, qui ont servi à leur genèse en tant que noyau de congélation peuvent être de sources locales ou avoir parcouru des milliers de kilomètres (Barrie, 1985). De ce fait, la composition chimique de la neige à l'intérieur d'un nuage varie, et encore plus d'un événement de précipitation à un autre. Par gravité, la neige (précipitation humide) tout comme les particules environnantes (précipitation sèche) s'accumulent au sol. Lorsque la température est maintenue sous le point de congélation, un manteau neigeux ou couvert nival se forme. Au Québec, dans la région du Bas-Saint-Laurent, le couvert nival peut atteindre une épaisseur de plus d'un mètre et être maintenu sur près de cinq mois (Environnement Canada, 2011).

Au sol, la structure et la chimie de la neige évoluent au fil de la saison grâce au microsystème qui se met en place dans le couvert nival (Jones *et al.*, 2001). Des processus physiques ainsi que des réactions biologiques et chimiques ont ainsi lieu. Ceci affecte l'ensemble du couvert à différentes échelles: de l'aérosol emprisonné

dans les cristaux à la morphologie des grains, de la matière dissoute aux particules grossières et du microorganisme aux macroorganismes. Ce système naturel est continuellement en transition vers un milieu à l'équilibre (Holling, 1973) par des interactions avec l'atmosphère, le sol et la végétation, lequel constitue le continuum atmosphère-neige-sol.

La composition de la neige dépend du contenu et de la provenance des masses d'air à l'origine des précipitations humides et sèches. Les composés dans le manteau neigeux provenant de l'atmosphère sont ainsi considérés allochtones et ont une influence sur le contenu chimique et biologique de la neige. La composition dépend également de l'environnement autochtone, c'est-à-dire des apports locaux, tels la végétation environnante ou la production *in situ* (Jones, 1987). En résumé, le couvert nival possède une signature biogéochimique reliée à l'atmosphère en plus d'une variabilité et d'une diversité de sa composition dépendantes du milieu où il se trouve.

Pour comprendre et interpréter la signature biogéochimique du couvert nival et la distinguer des composantes organiques autochtones, des méthodes utilisant les propriétés optiques de la matière organique dissoute (MOD) peuvent être employées. Les mesures d'absorbance et de fluorescence de la MOD permettent notamment de caractériser la MOD jusqu'à présumer son origine et sa quantité relative (Stedmon et Markager, 2005). Ces méthodes, accessibles et efficaces, sont de plus en plus populaires pour étudier différents milieux: aquatique (Stedmon *et al.*, 2003), marin (Coble *et al.*, 1990; Coble, 1993; Coble, 1996; Boehme *et al.*, 2004; Zepp *et al.*, 2004; Coble, 2007; Stedmon et Bro, 2008), atmosphérique (Graber et Rudich, 2006), sol (Zsolnay, 2003) et glacier (Dubnick *et al.*, 2010). Elles ont grandement été développées au cours des deux dernières décennies. Leur potentiel pour mieux comprendre les échanges de matières dans le continuum atmosphère-neige-sol n'a pas encore été exploré.

Problématique

Composition chimique de la neige

La composition chimique de la neige est déterminée par des échanges de composés et leurs transformations par divers processus physiques, chimiques et biologiques, lesquels ont fait l'objet de plusieurs études (Jones *et al.*, 2001; Dominé et Shepson, 2002; Edwards *et al.*, 2007; Beine *et al.*, 2008; Amoroso *et al.*, 2010). La composition de la neige chutant au sol est déterminée par 1) la nature de l'aérosol ayant agi en tant que noyau de congélation; 2) les matières adsorbées au passage lors de sa chute et; 3) les réactions physiques et chimiques affectant les particules solides (échanges gazeux, dissolution, hydrolyse, neutralisation, photolyse; Dominé et Shepson, 2002; Deguillaume *et al.*, 2008). Les aérosols peuvent être organiques, inorganiques ou minéraux (Barrie, 1985; Baduel *et al.*, 2010).

Les aérosols organiques sont des mélanges complexes de milliers de composés carbonés (Havers *et al.*, 1998; Deguillaume *et al.*, 2008; Voisin *et al.*, 2012). Ils présentent un large éventail de structures moléculaires et ont une influence majeure sur les comportements physico-chimiques, biologiques et climatiques de l'atmosphère. Les aérosols organiques sont en général étudiés en terme de carbone organique (CO), lequel peut être soluble dans l'eau (*water soluble organic carbon*; WSOC). Il est également connu sous le nom de carbone organique dissous (COD). Dans la littérature, on distingue les substances s'apparentant aux substances humiques terrigènes et aquatiques appelées *HUmic Like Substances* (HULIS), le carbone élémentaire (CÉ), le carbone noir (CN) et les aérosols biologiques primaires (ABP; (Havers *et al.*, 1998; Deguillaume *et al.*, 2008).

Les aérosols inorganiques contiennent des ions et gaz dissous. Les ions principaux sont les chlorures, les nitrites, les nitrates, les sulfates, l'ammonium, le potassium, le magnésium et le calcium (Badel *et al.*, 2010). Les gaz importants sont : SO_2 , CO_2 , NO_x , N_2O et HNO_3 . Ces derniers peuvent être dissous par les gouttelettes et cristaux de glaces les percutant. Les gaz se retrouvent dans les aérosols associés aux pollens, embruns marins, poussières minérales et sulfates. Les dépôts de pollens seraient la plus importante source atmosphérique de nutriments à la neige (Kuhn, 2001).

Les aérosols minéraux sont en général des argiles, des embruns marins ou de fines poussières désertiques. La majorité des composés minéraux se retrouvant au centre des cristaux de neige sont des argiles (0,1 à 15 μm) pouvant contenir de la matière organique (MO) (Pruppacher et Klett, 1997 *in* Kuhn, 2001).

Rôle de l'atmosphère sur les propriétés du couvert nival

La composition chimique de la neige au sol est dynamique et évolutive. La neige, par sa densité variant de $0,01 \text{ g cm}^{-3}$, pour une neige fraîche, à $0,5 \text{ g cm}^{-3}$, pour une neige compactée et vieillie, demeure un milieu poreux où l'air circule. On estime qu'un volume d'air équivalent à celui de l'atmosphère passerait à travers l'ensemble du couvert nival mondial en seulement trois mois (Dominé et Shepson, 2002). Le manteau neigeux est ainsi un « filtre » à matières particulaires et gazeuses de la basse troposphère agissant comme substrat permettant entre autres la sorption (rétention) de molécules gazeuses tels le SO_2 (Cragin *et al.*, 1993) et les nitrites-nitrates sous formes de HNO_3 et de HONO (Dominé et Shepson, 2002; Amoroso *et al.*, 2010). Par ailleurs, les gaz atmosphériques s'y infiltrant contribuent aux réactions chimiques au sein du manteau.

Dominé et Shepson (2002) ont mis en évidence l'importance d'autres interactions entre l'atmosphère et la neige considérant le rôle prépondérant de la structure et des propriétés physiques de la neige sur les flux de matières au sein du manteau neigeux. Les fluctuations radiatives, par exemple, engendrent un gradient de température et des flux de vapeur d'eau variant avec l'épaisseur et le temps de résidence de la neige au sol. Ces gradients et flux déterminent le métamorphisme de la neige, c'est-à-dire la forme des grains, la densité des couches de neige et la teneur en eau (Jordan *et al.*, 1999). Ces paramètres modifiés, la perméabilité de la neige à l'air est perturbée. Ces flux participent aussi à la distribution sélective des substances dans le couvert. De plus, les composés présents dans la neige sont soumis aux rayonnements UV. Le processus de photolyse, qui est la décomposition d'une substance sous l'action d'un rayonnement lumineux, des ions NO_3^- produit du NO_x et du HONO. Ce processus est actif dans la zone photique du manteau neigeux, qui représente les 10 à 20 premiers centimètres (cm) de la surface du manteau où les rayons pénètrent (Domine *et al.*, 2008). Les radicaux hydroxyles photo-produits sont connus pour oxyder les matières inorganiques et organiques, les substances humiques dissoutes et particulaires ainsi que les aérosols carbonés présents dans la neige (Dominé et Shepson, 2002). Ces processus ont pour effet de transformer à la fois la structure du couvert nival et les substances présentes.

L'émission et la production de nutriments du manteau neigeux ont cependant longtemps été ignorées dans les cycles biogéochimiques en milieu nordique ou boréal. Ce n'est que récemment qu'Amoroso *et al.* (2010) ont mesuré des concentrations élevées de NO_2^- et des flux de NO_x dans le couvert de neige arctique en absence d'ensoleillement. Les analyses isotopiques de l'azote ont confirmé que ces nutriments n'étaient pas d'origine atmosphérique. L'oxydation microbienne de l'ammonium provenant d'argiles aurait libéré des nutriments dans le manteau neigeux. Une activité biologique est donc présente et elle a d'ailleurs été observée à des températures aussi faibles que -2 à -6 °C par plusieurs auteurs (Goodroad et

Keeney, 1984; Bubier *et al.*, 2002; Rike *et al.*, 2005; Edwards *et al.*, 2007). Les températures froides n'arrêtent pas le métabolisme microbien, mais diminuent leurs taux métaboliques telle le décrit la loi d'Arrhenius où la vitesse d'une réaction chimique est fonction de la température. L'activité biologique se traduit par la respiration et la minéralisation de la MO en éléments nutritifs ou en MO fortement dégradée, par la production de flux de gaz carbonique (CO₂) et d'oxyde nitreux (N₂O) et une hausse de la biomasse (Bowman, 1992; Cline, 1995; Winston et Stephens, 1995; Sharma *et al.*, 2006). Ainsi, le couvert nival est un réacteur biogéochimique dans lequel les nutriments peuvent s'accumuler et se faire consommer. Par conséquent, il devient une zone d'intérêts pour les organismes adaptés aux conditions froides.

Rôle du couvert nival sur les propriétés du sol

L'activité biologique, en particulier l'action des bactéries, joue un rôle clé dans le cycle des nutriments. L'abondance bactérienne présente dans la neige est relativement faible par rapport à celle du sol. En général, le taux métabolique des bactéries est fortement dépendant de la température (Brooks et Williams, 1999). Dans le sol, la température est maintenue viable pour certains microorganismes pendant l'hiver grâce aux propriétés isolantes de la neige. La densité, la taille et le type de grain (qui contrôlent la conductivité thermique de la neige), l'épaisseur et la durée du couvert nival sont des paramètres déterminant la température du sol, et par conséquent la biomasse microbienne s'y retrouvant (Brooks et Williams, 1999). Cette biomasse transforme, consomme et libère des nitrates qui sont remobilisés en quantités considérables à la fonte et relargués vers les cours d'eau (Brooks et Williams, 1999). Les composés azotés n'ayant pas été retenus dans le sol par les argiles ou la MO sont transportés vers les milieux aquatiques (nappe phréatique, ruisseau, rivière, lac). De

fortes concentrations de nitrates ont été observées lors des pics de crues printaniers des cours d'eau (Fecteau, 2010). Dans le sol d'environnements tempérés froids, les composés azotés sont également une source potentielle de nutriments représentant un support de croissance pour les plantes et les bactéries (Bowman, 1992; Brooks *et al.*, 1998).

Les bactéries sont responsables de la dégradation de la MO contenue à l'interface neige-sol au cours de l'hiver. La MO dégradée par les bactéries laisse une signature spectrale spécifique, ce qui permet d'identifier son origine (Stedmon et Markager, 2005; Dubnick *et al.*, 2010). Dubnick *et al.* (2010) ont trouvé dans la neige la présence de composés s'apparentant aux protéines à partir de mesures de fluorescence. La MOD qui est principalement composée de substances humiques (acides humiques et fulviques) est présente en fortes concentrations dans les premiers horizons organiques du sol (Zsolnay, 1996). Elle représente ainsi un « garde-manger » intéressant pour les organismes vivant dans les premiers horizons organiques du sol (Thurman, 1985 *in* Boyer *et al.*, 1997). Les bactéries sont également responsables de la consommation d'une partie de l'oxygène ambiant (Bowman, 1992; Winston et Stephens, 1995). En absence d'oxygène sous la neige, les bactéries peuvent utiliser d'autres accepteurs d'électrons pour dégrader la MO. La dénitrification, c'est-à-dire l'utilisation des nitrates comme oxydant de la MO, est un processus reconnu dans le couvert nival (Brooks *et al.*, 1996). Les bactéries jouent donc un rôle clé dans le devenir chimique de la matière organique dissoute (MOD) et des nutriments contenus dans le sol et probablement dans le manteau neigeux. Ensuite, le lessivage et la rétention de la MOD, déterminés par les propriétés du sol lors de la fonte (porosité, infiltrabilité, température, nature du substrat), redistribuent ces composés dans le milieu. Ces mécanismes de redistribution de la MOD dans le sol ont été étudiés de manière assez exhaustive (Jones, 1987; Edwards *et al.*, 2007), mais il existe encore peu d'informations sur l'évolution de la MOD présente dans le couvert nival avant d'être larguée par la fonte. Son origine ainsi que son rôle dans les

processus biologiques, chimiques et physiques de la neige sont jusqu'ici très peu documentés.

Questions de recherche

Dans la zone boréale au Québec, la saison hivernale est longue avec un couvert de neige qui dure environ 4 à 6 mois. Cette longue période avec neige implique des perturbations sur la flore, la faune, la pédologie, le système hydrologique et conséquemment sur l'ensemble des écosystèmes pendant toute l'année. Par ses propriétés multiples et variées, le manteau neigeux devient un écosystème et agit comme facteur écologique important, c'est-à-dire que son rôle écologique de l'échelle micro à macro est crucial en milieu tempéré froid (Jones *et al.*, 2001). Il constitue un écotone « temporaire », une zone de transition entre l'atmosphère et le sol au cours de l'hiver.

Le manteau neigeux, malgré le froid, est en mesure de maintenir et d'établir une activité biologique interagissant avec les substances provenant de l'atmosphère ou de l'environnement immédiat (sol, canopée). De ce fait, le manteau neigeux, dont la composition biogéochimique est complexe et diversifiée, mérite et nécessite une attention particulière. Les études portant sur le rôle biogéochimique de la neige sur son milieu ont pour la plupart été limitées à de courtes périodes spécifiques ou à de très faibles résolutions spatiales. Ces études considéraient le couvert nival comme un vecteur de substances au sol ou aux milieux aquatiques. De plus, la plupart de ces recherches ont traité de composés azotés ou de la fraction inorganique dissoute (p. ex., Brooks *et al.*, 1996). Qu'en est-il de la fraction organique de la matière ? À ma connaissance, peu de choses sont connues de la MOD du couvert neigeux. Pourtant, elle y joue probablement un rôle clé entre la biogéochimie et l'activité biologique.

Dans les eaux naturelles, Stedmon *et al.* (2000) mentionnent que la matière organique dissoute colorée (MODC) est l'un des principaux constituants absorbant la lumière en milieu aquatique. Le contenu de la MOD dans la neige fournit-il un signal mesurable ? Est-ce que cette MOD est significativement présente pour influencer l'absorption de l'énergie solaire et le bilan radiatif de la neige ? Peut-il donner une signature spectrale spécifique à l'eau de fonte ?

Les quelques études portant sur la MO contenue dans la neige et l'eau de fonte ont mis en évidence que le manteau neigeux, ainsi que les glaciers, sont des réservoirs de MOD (Dubnick *et al.*, 2010; Stubbins *et al.*, 2012). Dans le manteau neigeux du glacier Mendenhall en Alaska par exemple, Stubbins *et al.* (2012) ont mesuré des concentrations de COD atteignant $0,19 \text{ mg L}^{-1}$. Cette MOD est d'origine naturelle ou anthropique, autant récente qu'ancienne. Elle influence la productivité biologique hétérotrophe et la qualité de l'eau de ruissellement (Hood *et al.*, 2009; Dubnick *et al.*, 2010; Stubbins *et al.*, 2012). Cependant, les interactions entre le couvert nival et le sol, en particulier son rôle sur les échanges et la transformation de la MOD, sont très peu documentées. En effet, de rares études ont porté sur l'évolution conjointe des nutriments et de la MOD dans le manteau neigeux et le sol au cours de l'hiver (Clément *et al.*, 2011; Buckeridge et Grogan, 2010). La biogéochimie du sol est largement documentée pour la saison sans neige (Sumner, 2000), mais peu d'informations existent sur ce qui se passe sous la neige tout au long de la saison. La difficulté d'échantillonner cet environnement à haute résolution temporelle durant toute la saison froide (4 à 6 mois) explique probablement cette connaissance limitée.

Sous le manteau neigeux, Brooks *et al.* (1996) ont noté que deux facteurs mènent soit à la consommation, soit à la production de nitrates : la disponibilité en oxygène et la qualité de la MOD. Pratiquement rien n'est connu sur le deuxième facteur. Dans notre étude, un choix judicieux de mesures optiques et chimiques devrait nous informer davantage sur les processus biogéochimiques impliquant le carbone et les nutriments

dissous s'opérant sous le couvert nival. L'observation systématique et hebdomadaire des éléments biogéochimiques, organiques et inorganiques du couvert nival permettront de mieux comprendre les interactions avec le sol, et ainsi d'évaluer sa contribution dans les cycles biogéochimiques globaux.

En résumé, il est connu que le couvert nival joue trois grands rôles dans son milieu. Le premier est que le couvert accumule des matières dissoutes et particulaires de l'atmosphère. Par exemple, le couvert de neige du Niwot Ridge (Colorado) peut accumuler jusqu'à 70 % des dépôts annuels de N-inorganique provenant de précipitations humides (Brooks et Williams, 1999). Il joue également un rôle de régulateur thermique en maintenant la température du sol propice à une activité des bactéries hétérotrophes (respiration et minéralisation de la MO, flux de CO₂ et de N₂O, hausse de la biomasse). Finalement, le couvert nival constitue un milieu d'échange avec l'atmosphère, la biosphère et le sol. Par exemple, la neige libère des composés vers l'atmosphère par des réactions chimiques et vers le sol par la fonte. À l'inverse, est-ce que le sol libère des matières ou organismes à la neige ? Ainsi, les éléments biogéochimiques observés dans la neige sont-ils déterminés par des interactions directes avec le sol ?

En fait, on discute peu dans la littérature du rôle de l'environnement (nature du sol, végétation) sur la composition chimique et l'évolution du manteau neigeux. En période d'accumulation, ces interactions avec l'atmosphère, la biosphère et le sol contrôlent directement sa structure physique et sa composition biologique et chimique. À la fonte, son contenu participe aux cycles hydrologique et biogéochimique globaux par le ruissellement et ses interactions avec le sol (Kuhn, 2001). La dynamique interne (physique, biologique et chimique) du couvert nival au niveau vertical ou saisonnier déterminera le devenir des composés présents. Ainsi, l'accumulation et la transformation de ces composés dans le manteau neigeux ont un impact sur l'environnement, mais est-il significatif ?

Objectifs

L'objectif général de cette recherche vise à comprendre le rôle du sol dans la présence de composés inorganiques et organiques dissous (C, N, P) dans le manteau neigeux en période d'accumulation et de fonte. L'atteinte de cet objectif passe par la réalisation de quatre objectifs spécifiques :

- 1) quantifier et faire la part entre la variabilité spatiale et temporelle des composés organiques et inorganiques dissous dans le manteau neigeux et le sol;
- 2) déterminer l'influence des propriétés physiques du couvert nival sur l'évolution saisonnière des composés dissous;
- 3) caractériser l'évolution saisonnière des composés organiques et inorganiques dissous du couvert nival sur différents substrats organiques et inorganiques;
- 4) déterminer les sources de composés organiques et inorganiques au manteau.

Cette étude sur la dynamique saisonnière de la biogéochimie du couvert nival est, à ma connaissance, unique puisqu'elle combine pour la première fois des techniques d'analyse classique et optique et ceci sur une échelle saisonnière d'accumulation et de fonte. Une attention particulière a été portée à l'interface neige-sol afin de connaître son rôle sur la présence de matières dans la couche basale du couvert. Le suivi de l'évolution physique et du contenu chimique et biologique du sol a débuté avant l'arrivée du couvert de neige. Il s'est achevé plus d'un mois après sa disparition afin de connaître l'impact de la neige sur le sol.

Hypothèses

De la problématique énoncée et des nombreuses questions de recherches soulevées, trois hypothèses sont émises :

- 1) le sol libère significativement des matières au couvert nival et influence sa composition biogéochimique (H-I);
- 2) le type d'horizon subnival (c.-à-d. végétation herbacée, litière forestière, sol nu) influence la concentration et les caractéristiques de la MOD, des organismes et des nutriments retrouvés dans le premier décimètre de neige du couvert nival (H-II);
- 3) les composés organiques dissous mobilisés à la base du couvert nival sont essentiellement d'origine terrigène et ceux-ci sont transformés par les processus microbiologiques (bactéries) actifs dans la neige (H-III).

Pertinence de la recherche

Ce projet de recherche favorise le développement de connaissances du rôle de l'environnement sur la chimie de la neige. Il permet également la mise en place d'une base de données unique sur l'évolution biogéochimique des horizons de surface du sol en milieu tempéré froid avant, pendant et après la période nivale. La plupart des études qui ont portées sur le couvert nival ou sur son influence sur le sol ont lieu en milieux montagnard ou arctique, sur de courtes durées et en général à la fonte. L'étude biogéochimique réalisée au Bas-Saint-Laurent permet de combler ce manque d'informations et de mettre en exergue l'importance de mieux comprendre le couvert nival saisonnier des régions tempérées froides. Finalement, cette recherche contribue aux connaissances sur la nivologie, l'étude des caractéristiques de la neige et des couches neigeuses. Elle se fait par un suivi à haute résolution de paramètres physiques de la neige sur toute la période de présence de neige au sol.

CHAPITRE I

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Ce chapitre présente le site d'étude ainsi que la méthodologie et la stratégie d'échantillonnage employées pour la réaliser. Les techniques d'analyse et de traitement des données sont également détaillées.

1.1 Site d'étude

1.1.1 Localisation du site d'étude

L'échantillonnage a été réalisé d'octobre 2010 à mai 2011 à Mont-Lebel, au sud de Rimouski (figure 1.1), sur un lot partiellement boisé avec un champ. Il est localisé à 14 km au sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent aux coordonnées : 48°22'51,04' N et 68°22'03,20' O.

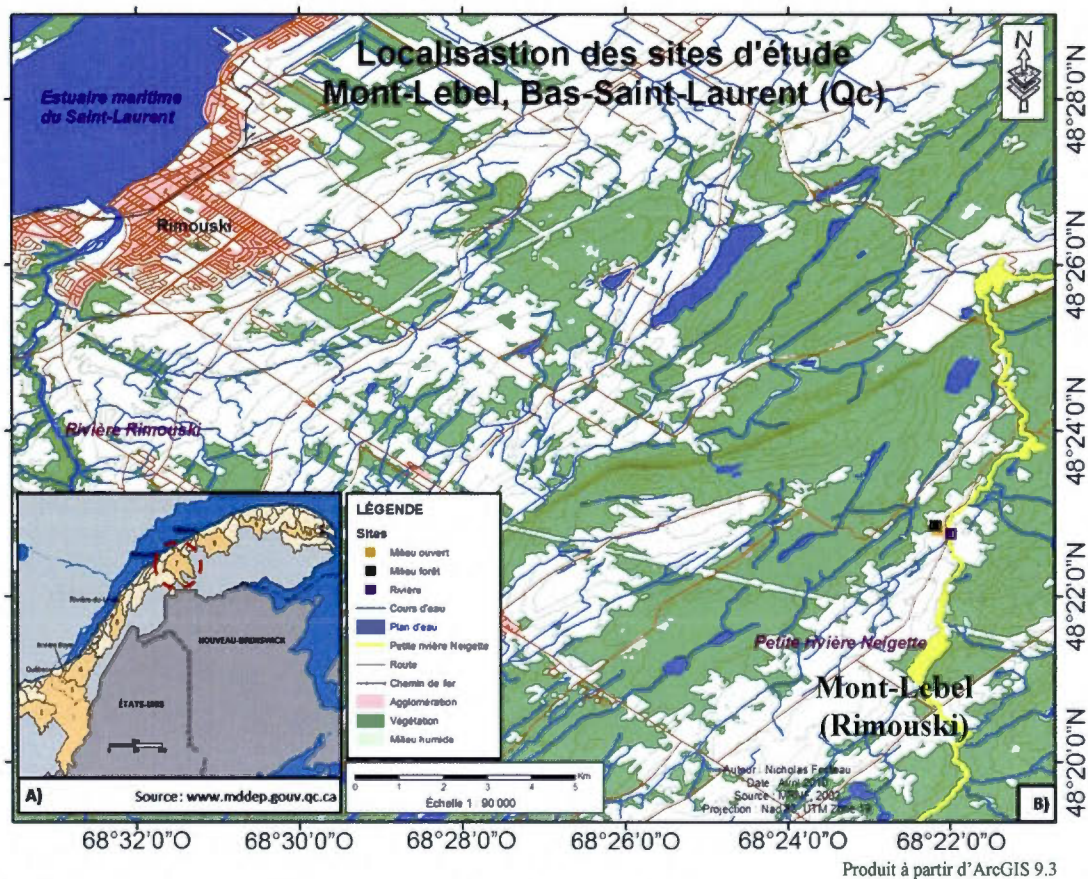


Figure 1.1 : Localisation du site d'étude à Mont-Lebel (Rimouski) au Bas-Saint-Laurent

1.1.2 Intérêt du site d'étude

Cinq raisons expliquent l'intérêt du site choisi pour réaliser cette étude. La proximité entre le site et les laboratoires permettait une étude à haute résolution temporelle (>40 sorties) et une analyse rapide des échantillons. Aussi, les quantités considérables de neige permettaient un suivi biogéochimique de plusieurs couches de neige (figure 1.1). De plus, la présence d'une forêt adjacente à un champ rendait possible d'étudier deux environnements différents. La possibilité d'intervenir sur le site d'étude permettait également d'étudier des parcelles expérimentales ou contrôlées. Par

exemple, l'horizon organique d'une parcelle de champ a été retiré afin d'évaluer le comportement du manteau neigeux sur un sol minéral. Une membrane plastique a été fixée au sol sur une autre parcelle afin d'étudier l'évolution du manteau sans contact avec le sol. Finalement, le choix du site est judicieux car les couches de neige sont peu perturbées par le vent. En fait, le site est localisé sur le flanc sud-est d'une bande appalachienne, ce qui le protège des vents dominants qui proviennent du nord-ouest. Les couches de neige sont donc parallèles au sol et leurs épaisseurs varient peu dans l'espace. L'advection d'air qui est un processus d'échange et de redistribution des substances dans la neige devient alors négligeable. Cet environnement est donc idéal pour une étude à micro échelle du couvert nival.

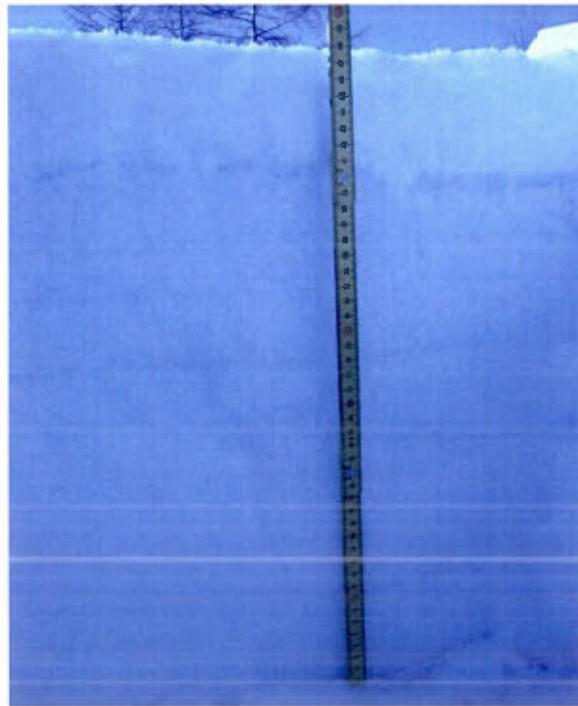


Figure 1.2 : Stratification nette de la neige au champ en plusieurs couches horizontales, sans perturbation par le vent, 14 avril 2011

1.1.3 Description générale du site d'étude

Le site d'étude au Mont-Lebel (altitude : ~170 m) est composé d'un champ relativement plat constitué d'herbes hautes exempt d'arbre et arbuste d'une superficie d'environ 100 m². Son côté nord fait face à une forêt de conifères. Ses côtés est et sud plongent de quelques mètres d'altitudes vers une route (Chemin du Rang double) située à une trentaine de mètres et sont recouverts d'épinettes blanches et de pins blancs de plantation d'une hauteur moyenne variant de 2 à 3 m. Le côté ouest est bordé par un petit chalet. La forêt est située à une trentaine de mètres au nord-ouest du champ. Le bassin versant dans lequel se trouve le site est boisé à près de 75 % et la majorité du territoire restant est à vocation agricole.

Ce site fut l'objet d'observations des propriétés physiques de 2007 à 2012 (épaisseur, densité, équivalent en eau, albédo du manteau neigeux) et chimiques de 2008 à 2011 (éléments nutritifs inorganiques, COD, absorbance, fluorescence). Pour ces années, les premières neiges au sol sont notées entre le 22 octobre et le 20 novembre. Le manteau neigeux s'est installé définitivement entre le 16 novembre et le 5 décembre et a atteint en moyenne un maximum d'épaisseur dépassant à peine le mètre. Finalement, il disparaît complètement entre le 7 et le 30 avril. L'épaisseur et la durée de la neige au sol de l'année 2010-2011, la période de notre étude, ont été typiques des quatre dernières années, à l'exception de l'hiver 2011-2012 où le manteau a disparu le 20 mars (Fecteau et Bélanger, données non publiées). Cette fonte précoce représente un écart de cinq semaines avec la moyenne des quatre autres années.

Le climat est boréal aux températures subpolaires avec des précipitations subhumides (Litynski, 1988). Selon Environnement Canada (1982a *in* Drolet et Gagné, 1989), la température moyenne annuelle pour la période 1951-1980, à partir de valeurs moyennes journalières, est 2,3 °C. Les températures mensuelles moyennes varient

entre les plus froides en janvier (-11,1 °C) et les plus chaudes en juillet (17,5 °C). Sur cette même période, les précipitations moyennes sont de 900 mm et oscillent entre 500 et 1000 mm (Environnement Canada, 1982b *in* Drolet et Gagné, 1989). Les températures annuelles moyennes du sol à 50 cm de profondeur varient entre 5 et 8 °C (Environnement Canada, 1982b *in* Drolet et Gagné, 1989).

1.1.4 Choix des parcelles

Afin de caractériser l'évolution saisonnière du couvert nival sur des horizons de sol organique et inorganique (objectif spécifique 3), quatre parcelles ayant des caractéristiques distinctes ont été sélectionnées. Elles sont illustrées à la figure 1.3 et décrites au tableau 1.1. Trois parcelles ont été choisies dans un champ : Herbacé (figure 1.4 B1), Minéral (figure 1.4 A1) et Contrôlé (figure 1.4 C1). Ces trois parcelles sont distancées d'à peine quelques mètres (figure 1.3). Une quatrième a été sélectionnée en milieu forestier résineux à aulnes rugueux (Forêt; figure 1.4 D1). Des analyses pédologiques effectuées sur le site indiquent que le sol est silto-argileux avec 40 % de cailloux (~1 à 5 cm). Le pH du sol au champ varie entre 4,8 et 6,7 et celui en forêt entre 5,2 et 6,8. Les horizons de sol ont été caractérisés selon la classification utilisées par le Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey (1987).

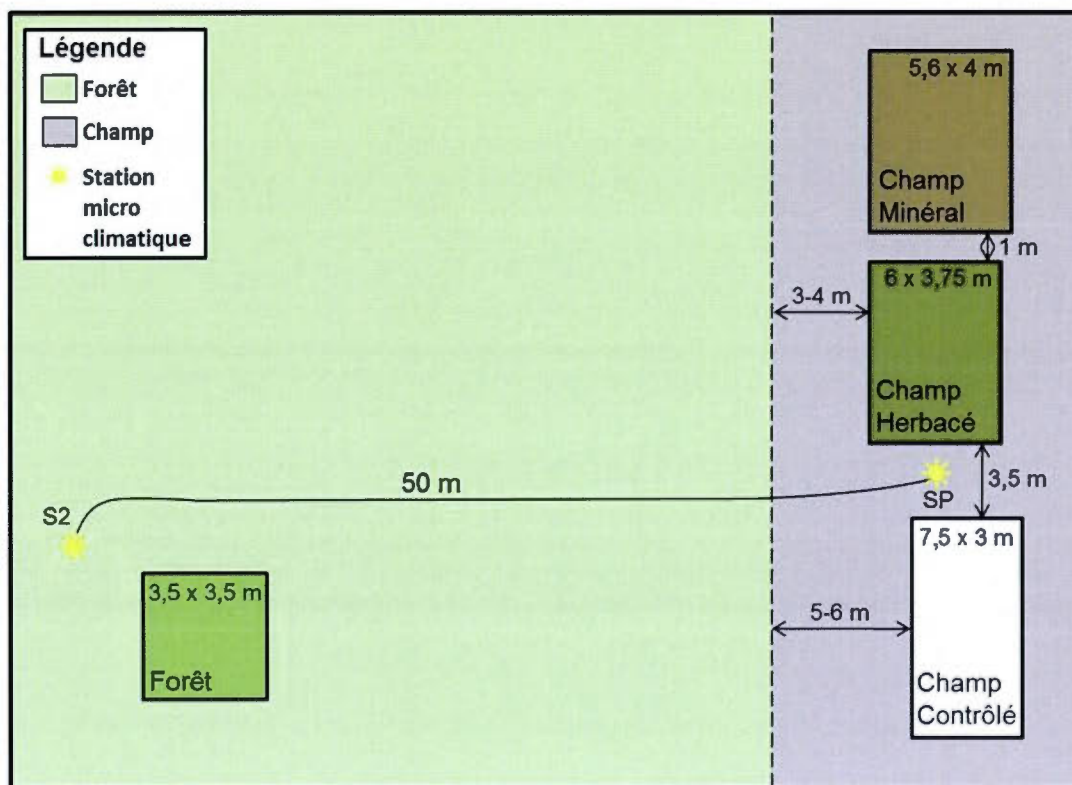


Figure 1.3: Disposition et taille des quatre parcelles; SP : Station micro climatique principale (champ); S2 : Station micro climatique secondaire (forêt)

Tableau 1.1 : Couches de sol à échantillonner pour chaque parcelle

Couche de sol	Contrôlé	Herbacé		Minéral		Forêt	
	---	cm	Horizon	cm	Horizon	cm	Horizon
1	---	0-3	L, F	0-5	Minéral	0-4	L, F, H
2	---	3-10	Minéral	5-10	Minéral	4-10	Minéral

La densité de recouvrement en forêt au-dessus de la parcelle est ~75 %. La composition de la canopée est de ~60 % de mélèzes laricins (*Larix laricina*), ~20 % de sapins baumiers (*Abies balsamea*), ~15 % de thuyas occidentaux (*Thuja occidentalis* L.) et ~5 % d'épinettes blanches (*Picea glauca*). Le sous-bois est

essentiellement composé d'aulnes rugueux et autres arbustes. La taille des conifères varie de 6 à 15 m. La nappe phréatique est relativement près de la surface en forêt (~10-30 cm) et plus profonde au champ (~30-50 cm). Le sol forestier (figure 1.4 D2) est caractérisé par un horizon superficiel organique mince de ~4 cm divisé en trois couches : 1) une couche de litière fraîche (L) riche en aiguilles de résineux et d'autres débris végétaux; 2) une couche fibreuse (F); 3) et une couche d'humus (H). L'horizon sous-jacent est minéral. Le sol de la parcelle Herbacé (figure 1.4 B2) possède également un horizon organique d'une épaisseur similaire (~3 cm). Cet horizon est formé par 1) une couche L de végétation herbacée fraîche et celle des saisons précédentes et 2) une couche F riche en racines fines. La couche F est marquée par une transition nette vers l'horizon minéral sous-jacent.

À la parcelle Minéral, distante d'un mètre de la parcelle Herbacé, l'horizon organique a été retiré afin que l'horizon minéral (figure 1.4 A2) puisse être en contact direct avec la neige. Afin de mieux comprendre les interactions neige-sol et identifier un rôle possible de l'environnement sur l'évolution biogéochimique du couvert nival (objectif spécifique 3), une parcelle Contrôlée a été aménagée dans le champ (à 1,5 m de la parcelle Herbacé) afin d'isoler la neige d'un contact direct avec le sol. Ainsi, une pellicule plastique transparente a servi de barrière physique entre la neige et le sol.

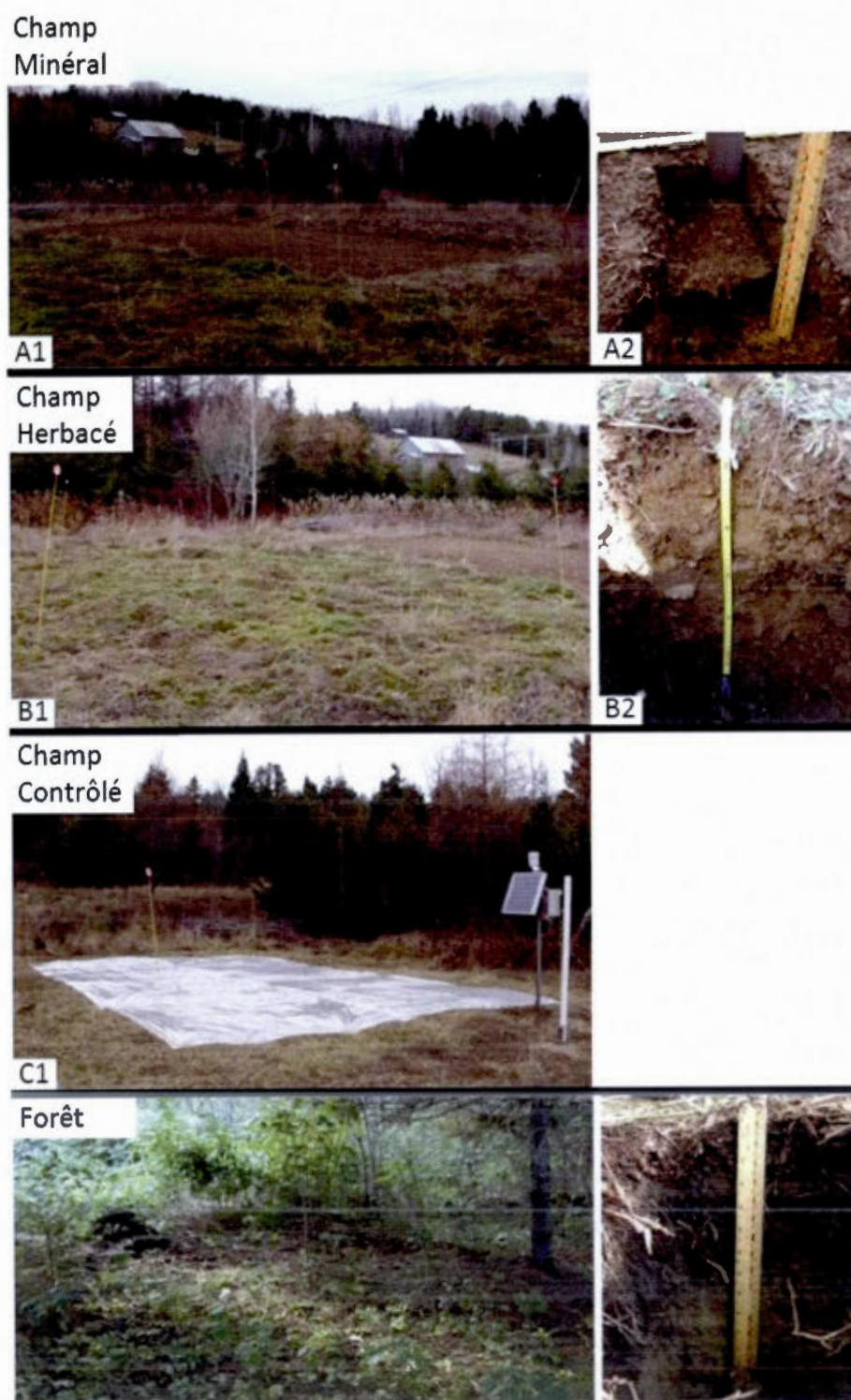


Figure 1.4 : Les quatre parcelles à l'étude (1) et le sol associé (2)

1.2. Variabilité spatiale comparée à la variabilité temporelle

Le suivi de l'évolution temporelle du sol et de la neige représente une particularité du projet. Le premier objectif spécifique de l'étude est de quantifier et faire la part entre la variabilité spatiale et temporelle des composés organiques et inorganiques dissous dans le manteau neigeux et le sol. En fait, un prélèvement ne peut être fait plus d'une seule fois à un même endroit, car la neige et le sol deviennent perturbés dès le moment où ils sont échantillonnés. Le suivi temporel implique donc de diviser les parcelles en cases afin que le manteau neigeux d'une case différente soit prélevé chaque semaine et le sol aux deux semaines. Les prélèvements sont ainsi adjacents aux derniers. Le déplacement latéral d'une semaine à l'autre introduit la notion de variabilité spatiale.

1.2.1 Justification de l'échantillonnage

Comment s'assurer que l'échantillon prélevé à la case X au jour 1 soit de la même population que celui de la case Y au jour 2 et que la variabilité observée entre les différentes cases au fil des semaines ne soit pas significativement associée à la variabilité spatiale ? De nombreuses études ont caractérisé la composition chimique des sols (McFee et Stone, 1965; Grier et McColl (1971); Carter et Lowe, 1986; Beatty et Stone, 1986; Wesemael et Veer, 1992; Fons et Klinka, 1998; Brooks *et al.*, 1998; Lundquist *et al.*, 1999; Priemé et Christensen, 2001; Buckeridge et Grogan, 2010; Clément *et al.*, 2011). En général, ces études ont montré qu'un grand nombre d'échantillons (jusqu'à 100) est nécessaire afin de caractériser adéquatement la biogéochimie du sol.

Pour un échantillonnage hebdomadaire sur sept mois et demi ainsi que deux campagnes d'échantillonnage de cinq prélèvements par parcelle pour déterminer la variabilité spatiale du sol, il fallait un total de 40 cases échantillonnables par parcelle. La superficie des parcelles a donc été en fonction de la taille des cases. Alors, comment déterminer la taille des cases et des parcelles ?

Une petite superficie des cases minimise l'étendue de l'échantillonnage et réduit la variabilité spatiale des sols qui pourrait entièrement masquer la variabilité saisonnière. Beckett et Webster (1971 *in* Fons *et al.*, 1997) considèrent qu'une case de 1 m² intégrerait toute l'hétérogénéité spatiale d'une parcelle. Bélanger et Van Rees (2008) recommandent plutôt une superficie minimale de 0,2 m². Ces derniers mentionnent que les chances de réduire la variabilité à l'intérieur d'une parcelle croissent avec la superficie de la surface échantillonnée. D'autres superficies sont également proposées dans la littérature ainsi que des profondeurs de prélèvement (tableau 1.2) pour une caractérisation des paramètres physiques, chimiques et biologiques du sol. Beatty et Stone (1986) et Fons et Klinka (1998) ont opté pour des surfaces plus petites, mais ont fait des échantillons composites à intervalles de 0,5 à 1 m, ce qui multiplie la superficie échantillonnée. L'avantage de cette méthode est le recouvrement d'une plus grande surface sur une parcelle à échantillonner, ce qui accroît la représentativité spatiale.

Tableau 1.2 : Revue des méthodes utilisées pour prélever le sol à des fins d'analyses physiques, chimiques ou biologiques

Méthode	Grandeur (cm)	Profondeur (cm)	Superficie (cm ²)	Remarque	Auteur
Rudimentaire					
Découper au couteau			560		Carter et Lowe (1986)
Marteler avec la tête de la hache		$\bar{x} = 5.3$ (entre 2,9-9)			Buckeridge et Grogan (2010)
Matrice ronde					
Cylindre affûté (acier)	Ø 8,7		59,4		McFee et Stone (1965)
Cylindre affûté (acier)	Ø 29,6		556		Grier et McColl (1971)
Carottier (acier)	Ø 2		3,1	Composite (4), intervalle=0,5 m	Beatty et Stone (1986)
Carottier (acier)	Ø 4,5		15,9	Composite (5), intervalle=1 m	Beatty et Stone (1986)
Carottier (acier)	Ø 5	8	19,6		Brooks <i>et al.</i> (1998)
Carottier (acier)	Ø 5,1		20,4	Composite (2), intervalle=0,5-1 m	Fons et Klinka (1998)
Carottier (acier)	Ø 2	15	3,1		Lundquist <i>et al.</i> (1999)
Carottier (acier)	Ø 10	19	78,5		Priemé et Christensen (2001)
Carottier (acier)	Ø 3,5	10	9,6		Clément <i>et al.</i> (2011)
Matrice carrée					
Gabarit (bois) et couteau	10 x 10		100		Klinka <i>et al.</i> (1981)
Gabarit (bois) et couteau	25 x 25		625		Arp et Krause (1984)
Matrice (acier)	25 x 25		625		Wesemael et Veer (1992)
Matrice (acier)	30 x 30		900		Fons et Klinka (1998)
Matrice (acier inoxydable)	10 x 10		100	Composite (2), intervalle=0.75 m	Notre étude (2013)

Ø : diamètre

Selon ces recommandations, les choix méthodologiques pour cette étude se sont arrêtés sur le prélèvement de deux blocs de sol de 0,1 x 0,1 m de surface par 0,1 m de profondeur. Ce volume équivaut approximativement à une masse d'un kilogramme.

Le sol prélevé a ensuite été séparé en deux, selon les couches organique et minérale déterminées (figure 1.5; tableau 1.1). Ensuite, les mêmes couches des deux prélèvements différents ont été mélangées ensemble dans un sac stérile *Fisherbrand* afin de former un échantillon composite. Cet échantillon composite augmente la représentativité de l'échantillon et réduit la variabilité spatiale (Fons et Klinka, 1998). Comme ce projet se déroule pendant l'hiver et que les conditions hivernales rendent l'échantillonnage difficile, le nombre d'échantillons composites a été limité à un par parcelle par jour d'échantillonnage.

Il a été décidé que le prélèvement de la neige serait en fonction des couches de neige présentes. Ceci permet de faire le suivi temporel de chaque couche et de comparer statistiquement les couches entre elles afin d'évaluer les échanges de substances. Cette méthode permet également de comparer les mêmes couches entre différentes parcelles. Ces couches ont été identifiées par les croûtes de neige ou de glace qui les séparaient. Dans le manteau nival, elles ont été marquées par des événements de précipitations (neige ou pluie), de redoux ou de gels. Le nombre de couches a donc augmenté au fil de la saison pour atteindre un maximum de sept dans le champ (figure 1.6) et de cinq en forêt. Les couches de sol ont toujours été prélevées au nombre de deux.



Figure 1.5 : Étapes de prélèvement du sol avec un carottier de $10 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$; étapes A-B : enfoncement du carottier dans le sol; étape C : extraction de la carotte de sol; étape D : préparation des sacs stériles; étape E : distinction des couches de sol; étape F : séparation des couches de sol

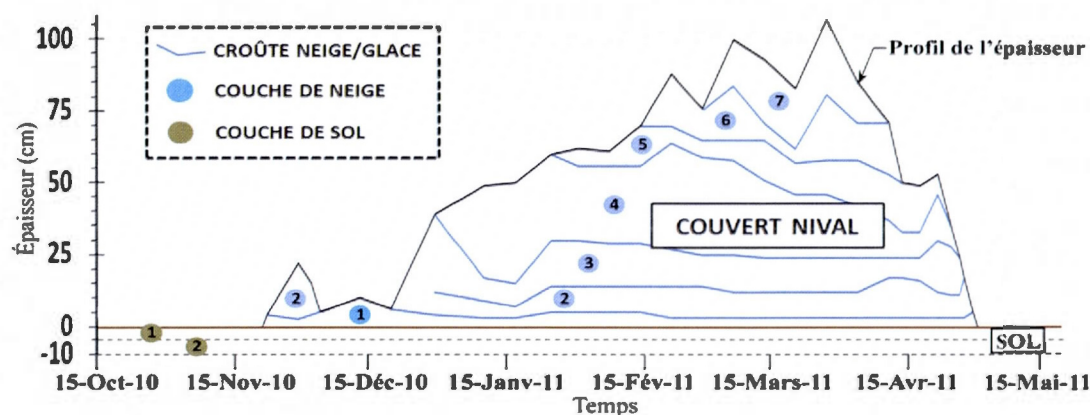


Figure 1.6 : Nombre et épaisseur des couches de sol et de neige (au champ) prélevées pendant l'hiver 2010-2011

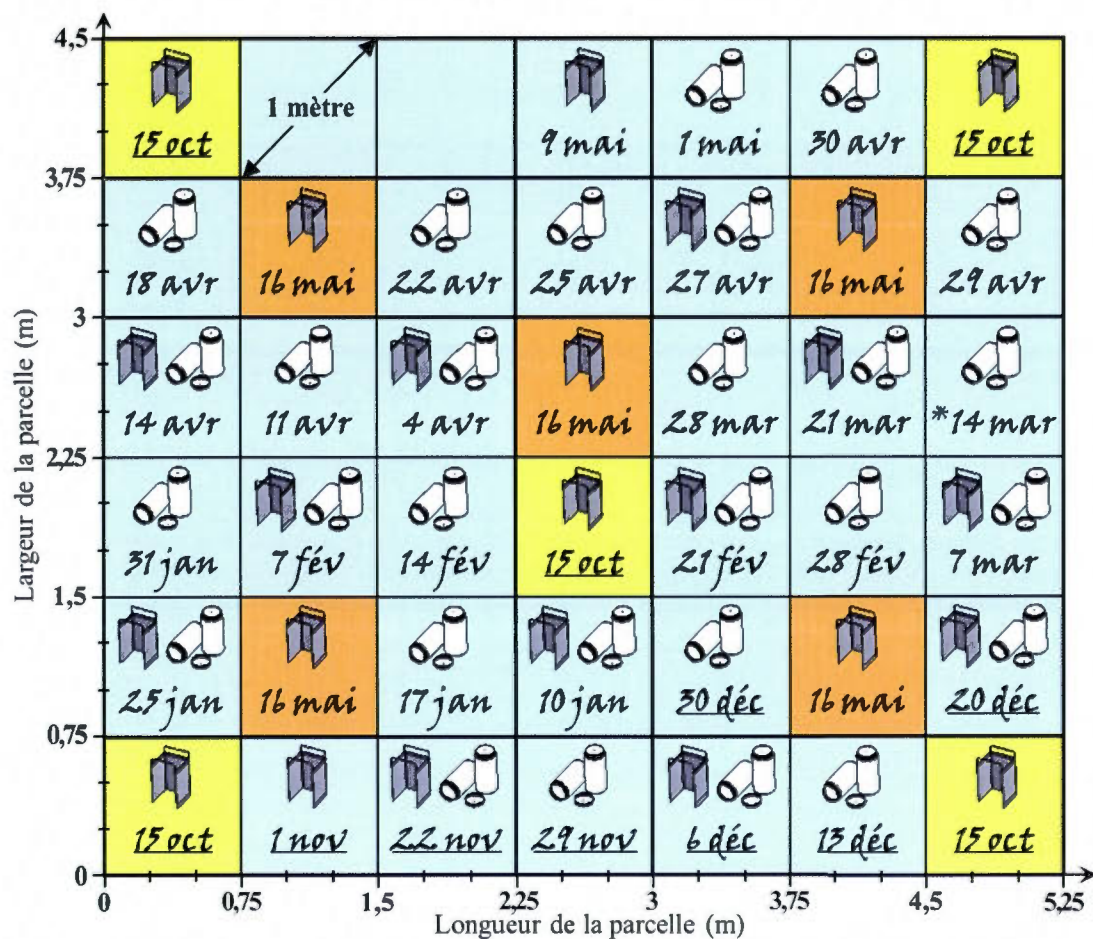
Les nombreux profils de neige récoltés au cours de la saison ont permis d'illustrer les données en continu. Ce type de figure a été choisi puisqu'il permet de synthétiser un maximum d'information. Les données sont visualisées avec *Ocean Data View 4.3* (ODV; Schlitzer, 2009), un logiciel gratuit conçu pour visualiser les données océanographiques et reconnu pour son accessibilité et la qualité des représentations graphiques des champs continus. Ce logiciel permet d'estimer les valeurs entre les observations à partir d'algorithmes spécifiques d'interpolation, facilitant ainsi l'interprétation des données. L'interpolation utilisée est le maillage de type *VG gridding* à partir des valeurs existantes (Schlitzer, 2009). La figure de l'annexe A.1 présente l'effet de différentes interpolations sur les données (la température a été choisie comme exemple). Une interpolation de la longueur de l'échelle des axes X et Y de 60 par mille a été choisie, car l'interpolation ne laisse pas de plage blanche (sans valeur interpolée) entre les données originales comparée à l'interpolation de 50, où des plages blanches persistent entre les valeurs.

L'interpolation a été validée par vérification des valeurs réelles comparées à celles interpolées, mais un biais a pu subsister. Pour cette raison, chaque valeur citée ou

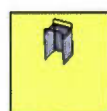
comparée provient d'une valeur réelle, afin d'éviter le biais de l'interpolation. Les différentes couleurs indiquent les différentes valeurs (température, densité, concentration) à différentes hauteurs (axe des Y en cm) dans le manteau neigeux et dans le temps (axe des X en jour).

1.2.2 Stratégie d'échantillonnage

L'étude compare des parcelles de terrain d'un champ possédant une parcelle de type « Minéral » où l'horizon organique a été retiré, une parcelle de type « Herbacé », une parcelle de type « Contrôlé » et une autre de type « Forêt » (figure 1.3 et 1.4). Chaque parcelle du champ a été subdivisée en 40 cases de 0,75 x 0,75 m de dimensions, ce qui permet de distancer les échantillons sur une diagonale de 1 m (figure 1.7). La superficie des cases a donc été de 0,56 m², ce qui équivaut à des parcelles de >22,50 m² aux dimensions respectives de 5,25 x 4,50 m, 6,00 x 3,75 m et 8,25 x 3,00 m pour les parcelles Minéral, Herbacé et Contrôlé. La superficie totale est plus petite pour la parcelle Contrôlé, car le sol n'est pas prélevé. La superficie minimale de 22,50 m² n'a cependant pas pu être respectée en forêt où la présence d'arbres, de petits arbustes, d'irrégularités du relief, de grosses racines ou de gros cailloux causaient une trop grande hétérogénéité spatiale. L'étendue maximale de la parcelle a été limitée à 12,30 m², soit 3,50 x 3,50 m de dimensions. Par conséquent, la superficie des cases de prélèvements (sol et neige) sur cette parcelle a été de 0,31 m², soit 0,56 x 0,56 m de dimensions. La distance séparant les échantillons sur les cases en forêt a donc été de 0,79 m.



LÉGENDE



Prélèvement du sol le 15 octobre 2010 pour l'analyse de la variabilité spatiale



Prélèvement du sol le 16 mai 2011 pour l'analyse de la variabilité spatiale



Prélèvement du sol



Prélèvement de la neige



Prélèvement du sol et de la neige



Aucun prélèvement

NOTES

Les dates soulignées indiquent les prélèvements en 2010 et les autres en 2011.

*Date des prélèvements de neige sur la parcelle Contrôlée pour les analyses de la variabilité spatiale.

Produite à partir de SolidWorks 2004 et Office Power Point 2010

Figure 1.7 : Plan d'échantillonnage du sol et de la neige pour la parcelle Minéral; les axes x et y indiquent les dimensions de la parcelle en mètre

1.2.3 Caractérisation de la variabilité spatiale

Pour caractériser la variabilité spatiale du sol et de la neige, trois campagnes d'échantillonnage ont été réalisées. Cinq répliques ont été faites sur les deux couches de sol (organique et minérale) de chaque parcelle à la mi-octobre 2010 (figure 1.7, cases jaunes). Seulement le contenu en eau et la masse de la MO du sol ont été mesurés sur ce lot. À la mi-mai 2011, une seconde collecte (figure 1.7, cases oranges) a permis de mesurer l'ensemble des paramètres du sol (tableau 1.3). Cinq répliques ont également été faites à la mi-mars 2011 sur trois couches de neige (base, milieu, sommet) de la parcelle Contrôlé pour les paramètres biologiques et chimiques. Les paramètres physiques (épaisseur, densité et équivalent en eau du manteau neigeux) ont été mesurés sur toute la colonne de neige. La collecte a eu lieu au moment où l'épaisseur était considérée maximale et qu'une couche de neige s'était fraîchement formée. Finalement, une campagne a été réalisée le 23 février 2012 pour mesurer la variabilité spatiale, cette fois-ci, à haute résolution ($n=110$) des paramètres physiques du manteau neigeux. La variabilité spatiale a été exprimée sous forme d'écarts à une valeur moyenne afin de les appliquer à chaque valeur. Pour que la variabilité temporelle soit significative, elle devra être supérieure à la variabilité spatiale mesurée (section 2.1).

Tableau 1.3 : Paramètres mesurés sur le sol et la neige, *in situ* et en laboratoire

Physique		Chimique			Biologique
Sol	Neige	Inorganique	Organique		Sol et neige
		Sol et neige	Sol	Neige	
Teneur en eau	<i>Épaisseur</i>	Ammonium	MO totale	---	Abondance bactérienne
<i>Humidité</i>	<i>Densité</i>	Nitrite-nitrate	Azote dissous		% des bactéries à faible contenu en acides nucléiques (LNA)
---	<i>Taille des cristaux</i>	Phosphate	Phosphore dissous		% des bactéries à haut contenu en acides nucléiques (HNA)
---	<i>Position des croûtes de neige et de glace</i>		Carbone dissous		
<i>Température</i>			Absorbance		
<i>pH</i>			Fluorescence		

Les paramètres en italique sont mesurés *in situ* et les autres en laboratoire

1.3 Collecte des échantillons

Un total de 40 prélèvements de sol a été collecté par parcelles et 27, 27, 32 et 24 prélèvements de neige ont été faits respectivement pour les parcelles Minéral, Herbacé, Contrôlé et Forêt (mi-octobre 2010 à mi-mai 2011). Le tableau 1.4 indique le nombre d'échantillons, la fréquence de l'échantillonnage et le type de paramètres analysés. Le tableau 1.3 dresse la liste des paramètres physiques, chimiques et biologiques du sol et de la neige mesurés *in situ* et en laboratoire.

1.3.1 Collecte du sol

Le sol a été échantillonné à toutes les deux semaines entre le 15 octobre 2010 et le 18 mai 2011 sur la case adjacente à la case de l'échantillonnage précédent (figure 1.7). L'échantillonnage s'est limité aux horizons superficiels qui sont les plus susceptibles d'interagir avec le couvert nival. À l'exception de la parcelle recouverte d'une toile

qui n'était pas échantillonnée, le sol de chaque parcelle a été caractérisé en deux couches distinctes : organique et minérale (Bock et Van Rees, 2002; Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1987). Ce choix a été fait pour les raisons suivantes : 1) les horizons organiques du sol tels que les horizons L, F et H sont minces et par conséquent difficilement échantillonnables avec précision et 2) l'objectif n'est pas de comprendre la contribution de chaque constituant, mais plutôt celle du sol en contact avec la neige. Les couches organiques ont donc été traitées regroupées et forment l'horizon organique, soit la première couche du sol des parcelles Herbacé et Forêt qui font respectivement entre 3 et 4 cm d'épaisseur (tableau 1.1). La parcelle Minéral qui ne possédait pas d'horizon organique a été divisée en deux horizons, celle de surface de 0 à 5 cm de profondeur et celle sous-jacente de 5 à 10 cm de profondeur.

Un carottier carré à trois faces fixes de 0,1 x 0,1 m par 0,1 m de profondeur en acier inoxydable a été conçu pour les prélèvements du sol (figure 1.5 A). Aucun instrument équivalent adapté à nos besoins n'existait à notre connaissance. Ses rebords renforcés pour prendre les coups de masse et ses arêtes tranchantes ont été nécessaires afin d'enfoncer le carottier dans le sol gelé. Une plaque affûtée, servant de quatrième face, a servi à la fois à compléter la découpe du cube de sol (figure 1.5 B) et à séparer ensuite les deux couches désirées une fois le bloc retiré (figure 1.5 C à F).

Tableau 1.4 : Dates, types et nombres de prélèvements pour la campagne 2010-2011

Date (2010-11)	Physique		Physique, chimique et biologique		
	Neige		Neige		Sol
	Minéral, Herbacé, Contrôlé	Forêt	Minéral, Herbacé, Contrôlé	Forêt	Minéral, Herbacé, Forêt
Octobre					
15	---	---	---	---	20 ^a
19	---	---	---	---	10 ^a
Novembre					
1	---	---	---	---	6
22	---	---	3	1	6
29	---	---	6	2	---
Décembre					
6	---	---	3	---	6
13	3	1	---	---	---
20	---	---	3	1	6
30	9	2	---	---	---
Janvier					
10	---	---	12	3	6
17	10	3	---	---	---
25	---	---	12	3	6
31	13	3	---	---	---
Février					
7	---	---	13	3	6
14	13	3	---	---	---
21	---	---	16	4	6
28	16	4	---	---	---
Mars					
7	---	---	19	5	6
14	19	5	12 ^b	---	---
21	---	---	19	5	6
28	19	5	---	---	---
Avril					
4	---	---	19	5	6
11	18	4	---	---	---
14	---	---	15	3	6
18	15	3	---	---	---
22	---	---	13	3	---
25	12	2	---	---	---
27	---	---	9	1	6
29	6	---	---	---	---
30	---	---	4	---	---
Mai					
1	---	---	1	---	---
9	---	---	---	---	6
16	---	---	---	---	10 ^a
17	---	---	---	---	10 ^a
18	---	---	---	---	10 ^a
Total	153	35	179	39	144

^aTest de la variabilité spatiale du sol pour chaque parcelle^bTest de la variabilité spatiale de la neige pour trois couches de la parcelle Contrôlé
Quand il n'y a pas eu de prélèvement, le symbole (---) est utilisé.

1.3.2 Collecte de la neige

Les profils verticaux du couvert nival ont été réalisés entre le 22 novembre 2010 et le 1^{er} mai 2011, ce qui a permis de mesurer les paramètres physiques ainsi que d'identifier et d'échantillonner les couches de neige (figure 1.8). La collecte de la neige a eu lieu à toutes les semaines en période d'accumulation et aux 2-3 jours en période de fonte. Pour la réalisation de ces mesures et pour l'échantillonnage de la neige, la superficie déterminée précédemment pour le prélèvement du sol a largement suffi. Afin de s'assurer que les prélèvements ne perturbent pas les conditions des cases adjacentes, chaque trou dans la neige a systématiquement été rebouché par de la neige. Ceci a minimisé les perturbations thermiques ainsi que la circulation de l'air par « pompage éolien ».

Un trou vertical a été creusé dans la neige pour rejoindre le sol de façon à obtenir une section perpendiculaire (figure 1.8 A). Des profils verticaux de température, mesurée à l'aide d'un thermomètre à aiguille (échelle de précision $\pm 0,5$ °C), ont été faits à 0,10 m d'intervalle, du sol à la surface du couvert. Les températures du sol et de l'air ont également été prélevées. Aussi, la taille des grains, la localisation, le dénombrement et l'épaisseur des couches de glace et croûtes de neige ont été notés. La taille des grains de neige a été mesurée avec une grille millimétrique et une loupe.

Aussi, la masse de la neige a été déterminée par tranches de 0,1 m, lesquelles ont été prélevées à partir d'une pelle *Snowmetrics 1000 cc RIP 1* en acier inoxydable, d'un volume (V) d'un litre (figure 1.8 B). La masse (m) de chaque prélèvement a été pesée sur place avec une balance digitale *Acculab VIC-4 kg Gram Scale* (± 1 g; figure 1.8 B). La densité a ensuite été calculée selon l'Équation 2.1 :

$$\rho = m/V \quad (2.1)$$

où ρ équivaut à la densité en g cm^{-3} , m représente la masse en g et V le volume en cm^3 . Des bouteilles de 1 L de type *Nalgene* (figure 1.8 D) ont servi à prélever la neige pour les analyses des paramètres chimiques et biologiques, tandis que des tubes de 50 mL de type *Falcon*TM ont été utilisés pour la détermination du pH (figure 1.8 C).

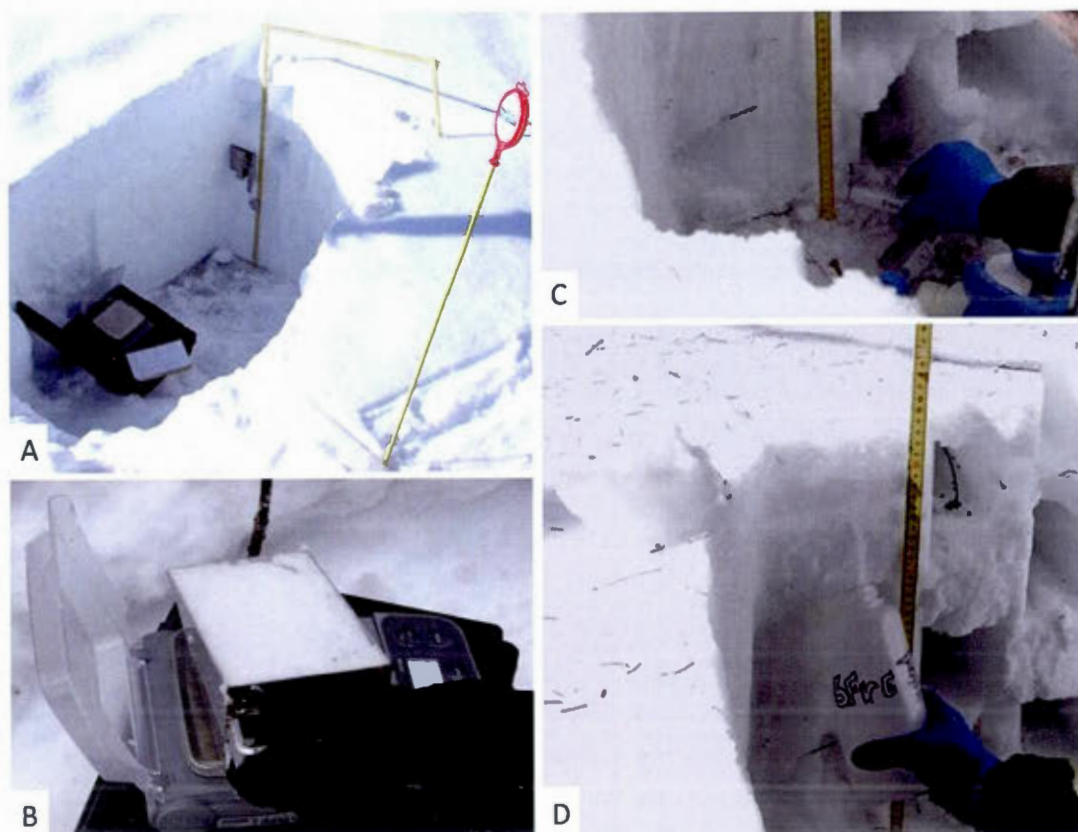


Figure 1.8 : Profil physique de la neige (A); pesée de la neige pour le calcul de densité (B); échantillonnage de la neige pour le pH (C) et pour les analyses chimiques et biologiques (D)

Les couches de neige de ces parcelles se distinguent par des croûtes de neige ou des couches de glace (figure 1.2). Le prélèvement de la neige a donc été effectué en tenant compte des événements de précipitations, tempêtes, redoux, compaction, etc.

La couche de neige basale à échantillonner a été fixée à 3 cm d'épaisseur pour toute la durée de la campagne. Cette couche, en contact avec le sol, est toutefois susceptible de contamination par des agrégats de sol accrochés à la neige lors du prélèvement. Les autres couches ont été suivies pour toute la saison, c'est-à-dire que chaque couche identifiée fut échantillonnée au fil de la campagne. Un maximum de sept couches a été prélevé par jour d'analyse (figure 1.6). Les échantillons de sol et de neige ont été préservés sur le terrain dans des glacières jusqu'à leurs analyses au laboratoire dans les heures suivant les prélèvements.

1.4 Préparation et traitement des échantillons

Les échantillons de sol et de neige ont systématiquement été traités au retour en laboratoire. Les semaines où le sol était prélevé, les bouteilles de neige ont été congelées à -20 °C pendant une nuit et décongelées le matin suivant pour le traitement et les analyses. La section qui suit présente les étapes de préparation du sol et de la neige pour chacun des paramètres à mesurer ainsi que les méthodes et le matériel employés. Le tableau 1.5 présente les appareils utilisés pour l'analyse de chacun des paramètres.

Les bouteilles et tubes de neige ont été décongelés dans un bain d'eau maintenu à température ambiante. Le sol a été transféré dans des bols en acier inoxydable préalablement lavés afin de briser les agrégats avec un pilon et d'homogénéiser le tout à la cuillère en acier inoxydable. Les cailloux de plus de 3 mm de grosseur et les racines ont été retirés manuellement à l'aide d'une pince en acier inoxydable.

Tableau 1.5 : Appareils, contenants et volumes par échantillon pour les analyses

Paramètre	Appareil	Contenant
pH	pH-mètre à électrode de verre	Tubes <i>Falcon</i> TM 50 mL
Teneur en eau	Étuve, balance (± 1 mg)	Assiette en aluminium
MO totale dans le sol	Étuve, balance (± 1 mg), four	Assiette en aluminium
C et N organiques dissous	DOC TDN-Vcpn Shimadzu	Tube 9 mL en borosilicate
P organique dissous	Autoclave, Spectrophotomètre Perkin Elmer Lambda 850	Tube 55 mL en borosilicate
Absorbance	Spectrophotomètre Perkin Elmer Lambda 850	Bouteille Qorpak 125 mL en verre
Fluorescence	Spectrofluorimètre Cary Eclipse (Varian)	Tube 15 mL en borosilicate
Ammonium	Spectrofluorimètre Cary Eclipse (Varian)	Tube <i>Falcon</i> TM 15 mL
Sels nutritifs (N, P, Si)	Auto-Analyseur ALPKEM FS-III	Tube <i>Falcon</i> TM 15 mL
Cytométrie	Cytomètre en flux Epics Altra (Beckman Coulter)	Cryovial 5 mL pour la neige Tube <i>Falcon</i> TM 15 mL pour le sol

Il existe plusieurs méthodes pour traiter des échantillons de sol (Zsolnay, 1996; Fons *et al.*, 1997; Zsolnay, 2003). La méthode employée pour extraire la MOD du sol détermine la quantité de matière pouvant être extraite. Elle est choisie en fonction des objectifs poursuivis par l'étude. Comme cette étude cherche à comprendre l'interaction entre le sol et la neige, où l'eau domine, seule la fraction de la MO extractible à l'eau a été étudiée (*water extractable organic matter*; *WEOM*). L'eau est ainsi le principal agent solubilisant et le vecteur de mobilisation des matières présentes. Son rôle (ou son action) devient considérable à la fonte (Ugolini, Dawson, et Zachara, 1977). La méthode employée pour extraire la MOD du sol détermine la quantité de matière pouvant être extraite.

Les matières inorganique et organique solubles dans l'eau ont été extraites du sol humide par deux méthodes utilisant de l'eau ultra pure (Nanopure). Pour extraire les ions NH_4^+ du sol, une extraction a été faite sur une fraction de l'échantillon à l'aide d'une solution saline de KCl 2 M (Keeney et Nelson, 1982). Le rapport masse du sol sur le volume de solution saline a été de 1 : 8, c'est-à-dire 20 g de sol pour 160 mL de

liquide. Pour extraire la matière dissoute du sol, une extraction a été faite sur une autre fraction de l'échantillon à partir d'une solution saline de CaCl_2 0,01 M (Herbet et Bertsch, 1995; Zolnay *et al.*, 1996; Marschner et Kalbitz, 2003). Le rapport masse du sol sur le volume de solution a également été de 1 : 8. La solution obtenue de cette extraction a servi pour toutes les autres analyses. Comme un plus grand volume de liquide était nécessaire pour les nombreuses analyses à réaliser, les quantités utilisées étaient de 25 g de sol pour 200 mL de liquide.

Les extraits de sols ont été centrifugés pendant 10 minutes à 4000 tr/min pour décanter les substances solides en suspension (Zsolnay, 2003). Ils ont ensuite été séquentiellement filtrés sur des filtres de fibre de verre 0,7 μm pré-brûlés à 450 °C pendant 5 h (*Whatman GF/F*). Les liquides obtenus ont ensuite été filtrés sur des filtres de polycarbonate 0,2 μm (*Nuclepore*). La neige fondue a directement été filtrée sur les filtres de polycarbonate 0,2 μm . Les filtrations se sont déroulées avec une rampe à filtration en verre sur un montage sous vide (figure 1.9). Une fraction du filtrat a été recueillie et conservé à 4 °C dans des tubes de borosilicate (prélavés à l'acide et brûlés à 550 °C pendant 12 h) de volume de 9 mL, 55 mL et 15 mL respectivement pour les analyses du carbone organique dissous (COD) et de l'azote organique dissous (NTD), du phosphore organique dissous (POD) et des paramètres optiques (fluorescence, absorbance, tableau 1.5). Les échantillons pour le dosage du COD et NTD ont été acidifiés avec 100 μL de HCl 2N (pour 8 mL). Les échantillons pour le dosage du (POD) ont été empoisonnés avec 100 μL de HgCl_2 (pour 40 mL) selon la méthode de Raimbault *et al.* (1999) pour leur conservation jusqu'au moment des analyses.

L'autre fraction du filtrat a été recueillie dans des bouteilles (*Qorpak* 125 mL en verre) et tubes (*Falcon*TM 15 mL) prélavés à l'acide respectivement pour les mesures d'absorbance (conservés à 4 °C) et le dosage des sels nutritifs (N, P). Les échantillons pour les sels nutritifs ont été conservés à -20 °C. Le filtrat de l'extrait du NH_4 a été

recueilli dans une bouteille *Nalgene* de 125 mL. Il a subi le même traitement que les sels nutritifs. Un volume de 4.5 mL de neige non filtrée a été recueilli et empoisonné avec 20 μ L de glutaraldéhyde 25 % dans un Cryovial 5 mL (conservés à -80 °C) pour le comptage des cellules par cytométrie. Un gramme de sol homogénéisé a été mis dans des tubes *Falcon*TM 15 mL et empoisonné avec 4 mL de glutaraldéhyde 0,25 % (conservés à -80 °C) également pour la cytométrie.

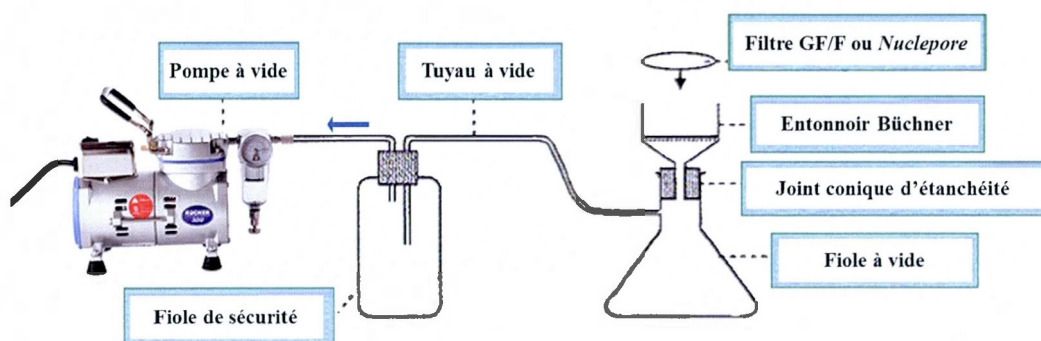


Figure 1.9 : Montage de filtration sous vide

Source : Adaptée de www.chimix.com

1.5 Méthodes de mesures et d'analyses

1.5.1 Conditions météorologiques et physiques du sol et du couvert nival

Des profils de température de l'air, du manteau neigeux et du sol ainsi que d'humidité du sol ont été obtenus en continu, entre le 3 novembre 2010 et le 9 juin 2011, grâce à une station météorologique autonome et alimentée à l'énergie solaire (figure 1.10) qui a été installée dans le champ entre les parcelles Herbacé et Minéral (figure 1.10 C) et d'une seconde en forêt (figure 1.10 D). Les données prises sur le terrain lors de journée d'échantillonnage ont permis de valider les données mesurées en continu. Les

données enregistrées aux minutes ont été transformées en données journalières et les valeurs aberrantes ont été éliminées. Les valeurs médianes (T^{med}) ont été utilisées au lieu des moyennes afin de faire fi des valeurs extrêmes associées aux bruits engendrés par le type de câble utilisé pour le transfert de données des Thermocouples aux enregistreurs de données (*Data logger*). Les données ont été téléchargées une fois par semaine.

L'alimentation électrique a été assurée par un panneau solaire *MSX30R* et une batterie 12 V. L'enregistrement des données aux 60 secondes s'est effectué sur un *Data logger CR10X* avec un temps de stockage de 15 jours. Les données se transféraient automatiquement à cette boîte grâce à un *Multiplexer AM16/32* qui recevait toutes les informations provenant du montage de *Thermocouples Cu-Co Neoflon FEP* (figure 1.10 A).

La T de la neige a été mesurée à différentes hauteurs dans la neige : 0, 2, 5, 10, 20 et de 20 à 160 cm à intervalle de 20 cm. Celle du sol a été mesurée aux profondeurs : 2, 5, 10 et 20 cm. Une sonde *Rotronic HygroClip RH and Temperature* a enregistré la T et l'humidité relative de l'air. Un *Decagon EC-5 Soil Moisture Sensors* a mesuré l'humidité du sol aux profondeurs 2,5 et 7,5 cm. Un *Temperature Probe* servant de T de référence à l'intérieur de la boîte a été branché sur le *Multiplexer AM16/32* pour garantir une correction automatique de la T. Un câble téléphonique 24AWG 4/2 *direct burial* a permis le transfert des données du *Multiplexer AM16/32* de la station en forêt au *Data logger CR10X* de la station principale au champ (figure 1.10 B).

Finalement, des données des Archives nationales d'information et de données climatologiques d'Environnement Canada de la station météorologique de Mont-Joli ont été exploitées afin de compléter la base de données météorologique. Malgré qu'elle soit située à 27 km du site d'étude, cette station et le site d'étude ont des conditions météorologiques similaires.

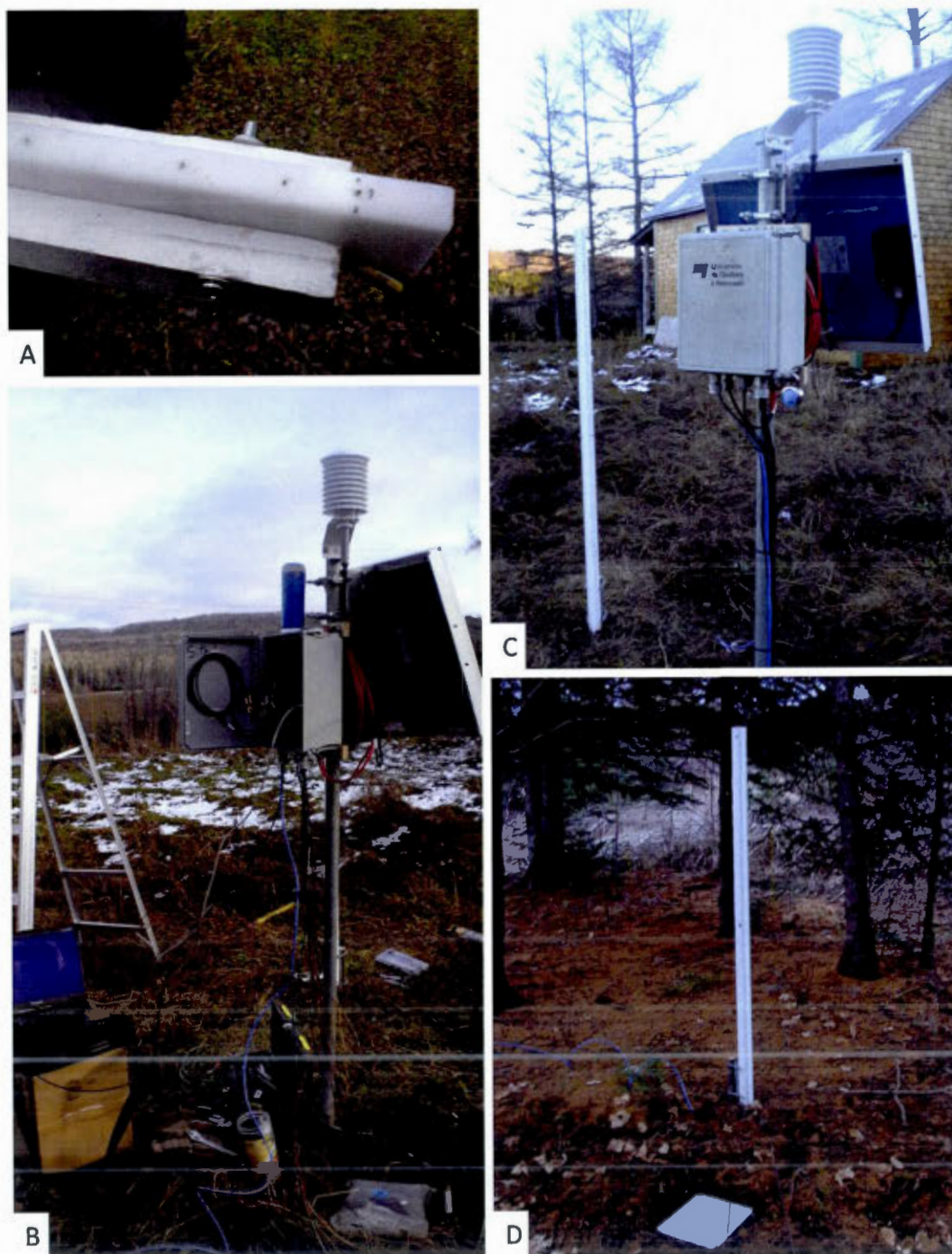


Figure 1.10 : Assemblage des thermocouples sur une barre de téflon (A); installation et configuration du programme de capture de données (B); station principale (SP) au champ avec panneau solaire (C) et station secondaire (S2) en forêt, reliée à SP par câble de télécommunication (D)

1.5.2 Paramètres chimiques et optiques du sol et du couvert nival

1.5.2.1 Contenu en eau gravimétrique du sol

Des échantillons de sol d'une masse approximative de 100-200 g ont été pesés avec une balance *Sartorius* modèle 1507 ($\pm 0,001$ g). Ils ont ensuite été séchés à l'étuve à 110 °C pendant 16 heures (Heiri, Lotter, et Lemcke, 2001) et pesés à nouveau pour obtenir la masse du sol sec. Le contenu en eau gravimétrique est calculé selon l'équation 2.2 (Robertson *et al.*, 1999) :

$$\theta_g = (\text{masse sol humide} - \text{masse sol sec}) / (\text{masse sol sec}) \quad (2.2)$$

où θ_g est le contenu en eau gravimétrique en g H₂O par g de sol sec. La masse sol humide représente la masse du sol avant le séchage et la masse sol sec est la masse du sol après séchage.

1.5.2.2 Matière organique totale du sol

La méthode par perte au feu (*loss-on-ignition*; *LOI*) selon Heiri *et al.* (2001) a été utilisée pour la détermination du pourcentage de matière organique (% MO) dans le sol. Cette méthode consiste en premier lieu à sécher l'échantillon à 110 °C pendant 16 heures à l'étuve. En second lieu, toute la MO est éliminée en la brûlant par combustion pendant 4 heures au four à 550 °C. Le % MO est calculé selon l'équation 2.3 (Heiri *et al.*, 2001):

$$LOI_{550} = [(\text{masse sol sec}_{110} - \text{masse sol sec}_{550}) / (\text{masse sol sec}_{110})] * 100 \quad (2.3)$$

où LOI_{550} est le % MO par g de sol sec. La masse sol sec₁₁₀ représente la masse du sol avant la combustion et la masse sol sec₅₅₀ est la masse du sol après la combustion.

1.5.2.3 pH

Le pH a été mesuré dans la neige fondue et à température ambiante avec un pH-mètre *Hanna* à électrode de verre ($\pm 0,01$) immédiatement après l'ouverture des tubes. Ceci a évité la dissolution du CO_2 atmosphérique dans l'échantillon. Le même appareil a servi à mesurer le pH du sol, selon le protocole de Robertson *et al.* (1999). Il a été mesuré dans la bouteille d'extraction avant la filtration et après que les particules de sol se soient déposées au fond. Le pH-mètre a été étalonné avec des solutions standards de pH 7,01 et 4,01.

1.5.2.4 Nutriments inorganiques (N et P)

Les sels nutritifs, soit les nitrites-nitrates (N-NO_{2+3}^-) et les phosphates (P-PO_4^{3-}) ont été dosés simultanément par colorimétrie avec un auto-analyseur *ALPKEM FS-III*. L'ammonium (N-NH_4^+) a été analysé selon la méthode fluorimétrique développée par Holmes *et al.* (1999). La limite de détection du N-NO_{2+3}^- est de $0,0002 \text{ mg L}^{-1}$ avec une précision de mesure de $\pm 0,2 \%$. La limite de détection du P-PO_4^{3-} est de $0,0006 \text{ mg L}^{-1}$ avec une précision de $\pm 0,2 \%$. La limite de détection du N-NH_4^+ est de $0,003 \text{ mg L}^{-1}$ avec une précision de $\pm 7 \%$.

1.5.2.5 Propriétés chimiques et optiques de la matière organique dissoute

Les analyses du carbone organique dissous (COD) et de l'azote total dissous (NTD) ont été exécutées simultanément avec l'analyseur TOC-Vcpn *Shimadzu* à l'ISMER selon le protocole de Burdige et Homstead (1994) et Ducklow *et al.* (2007) adapté par M. Simard et M. Gosselin. La limite de détection du COD est de 0,05 mg L⁻¹ et la précision est de ±1,5 %. La limite de détection du NTD est de 0,012 mg L⁻¹ et la précision est de ±3 %. L'azote organique dissous (NOD) a été déterminé par la soustraction du N-inorganique au NTD ($\text{NOD} = \text{NTD} - \text{N-NO}_{2+3}^- - \text{N-NH}_4^+$). Le phosphore organique dissous (POD) a subi une oxydation humide au persulfate selon la méthode décrite par Raimbault *et al.* (1999) afin de transformer tout le P-organique en P-inorganique. Ensuite, ces échantillons ont été dosés par colorimétrie selon la méthode décrite par Grasshoff *et al.* (1999) pour mesurer le P-inorganique total, ce qui revient à mesurer le phosphore total dissous (PTD). La limite de détection du PTD est de 0,03 mg L⁻¹. Au-delà de cette concentration, la précision est de ±3 %. Finalement, les concentrations de phosphates mesurées avec l'Auto-analyseur ont été soustraites des concentrations de phosphates transformées par oxydation humide afin d'obtenir la fraction organique dissoute du phosphore (POD).

La spectrophotométrie UV-VIS permet de quantifier et caractériser la matière organique dissoute (MOD) qui interagit avec la lumière. L'analyse spectrale du coefficient d'absorption et des propriétés de fluorescence de la MOD colorée (MODC) permet de mieux comprendre sa nature et son origine. Les propriétés optiques peuvent servir de proxy pour certains groupements chimiques ainsi que pour déterminer l'aromaticité et la taille moyenne des molécules organiques (Chin *et al.*, 1994 in McKnight *et al.*, 2001). La mesure d'absorbance spectrale a été faite avec un spectrophotomètre à double faisceaux *Perkin Elmer Lambda 850 UV/VIS* à l'UQAR aux longueurs d'onde 230 à 800 nm. Au-delà de la limite de détection en absorbance

(0,001), la précision des mesures est de ± 2 %. Chaque échantillon placé dans une cuvette transparente en quartz a été soumis à un faisceau de photons balayant les longueurs d'onde du proche IR (800-700 nm), du visible (700-400 nm) et de l'UV (400-230 nm). Un capteur mesure l'intensité lumineuse reçue. Une seconde cuvette, de même type, est placée dans le compartiment de référence afin d'établir une ligne de base par correction du signal de l'eau de l'échantillon coanalysé. La cuvette est remplie d'eau Nanopure. Un spectre d'absorbance est produit pour chaque échantillon analysé. Les valeurs d'absorbance ont ensuite été converties en un coefficient d'absorption selon l'Équation 2.4 de Kirk (1994) :

$$a(\lambda) = 2.303A(\lambda)/L \quad (2.4)$$

où $a(\lambda)$ est le coefficient d'absorption (m^{-1}) à la longueur d'onde λ , A est l'absorbance mesurée à la longueur d'onde λ , et L est la longueur du chemin optique de la cellule mesurée en mètre. Le trajet optique a été de 10 cm pour la neige qui contenait peu de MODC et de 1 cm pour le sol plus concentré en MODC.

Le ratio de la pente spectrale (S_R), relié au poids moléculaire de la MOD, a été calculé selon la méthode présentée par Helms *et al.* (2008) à partir du spectre du coefficient d'absorption. De ce spectre, une première pente est calculée aux longueurs d'onde 275 et 295 nm ($S_{275-295}$) et une seconde aux longueurs d'onde 350 et 400 nm ($S_{350-400}$). Le S_R est la division de la première pente par la seconde. L'absorbance spécifique des ultraviolets ($SUVA_{254}$) a été calculé selon la méthode de Weishaar *et al.* (2003). Elle informe sur l'aromaticité de la MOD. L'absorbance mesurée à 254 nm pour chaque échantillon a été normalisée par la longueur du chemin optique (en mètre) de la cuvette de quartz utilisée et a ensuite été divisée par sa concentration en COD.

La mesure de fluorescence a été réalisée avec le spectrofluorimètre *Cary Eclipse* (Varian) à l'UQAR. Au-delà la limite de détection (0,0005 U.R.), la précision des mesures est de ± 3 %. Cette mesure permet de caractériser la présence de fluorophores caractéristiques de la matière organique dissoute fluorescente (MODF), c'est-à-dire qu'elle fournit de l'information sur l'origine de la MOD et les familles de composés présents (Coble, 1996). Un volume de 4 mL d'échantillon a été placé dans une cuvette de 1 cm en quartz, préalablement lavée et rincée trois fois à l'eau Nanopure ainsi que trois fois avec l'échantillon. L'échantillon est analysé en utilisant le protocole de Stedmon *et al.* (2003). L'échantillon liquide est soumis à une excitation à différentes longueurs d'onde qui induit une émission de fluorescence à des longueurs d'onde différentes de l'excitation. Les paramètres d'analyse utilisés sont résumés au tableau 1.6. Cette procédure permet d'obtenir des matrices d'excitation (en X) et d'émission (en Y) de fluorescence (MEEF) dont les valeurs sur l'axe des Z correspondent à l'intensité de la fluorescence des fluorophores présents.

Tableau 1.6 : Paramètres de réglages du spectrofluorimètre pour l'obtention de matrices d'excitation et émission

Paramètre	Valeur	Unité
Vitesse de balayage	9600	nm/min
Excitation		
Début de la mesure	220	nm
Fin de la mesure	450	nm
Pas	5	nm
Largeur de l'ouverture de la fente	5	nm
Émission		
Début de la mesure	230	nm
Fin de la mesure	600	nm
Pas	1	nm
Largeur de l'ouverture de la fente	5	nm

Le prétraitement des MEEF suit à la lettre la procédure développée et implémentée dans MATLAB par Massicotte et Frenette (2011). Tout d'abord, les MEEF obtenues sont systématiquement corrigées du biais de l'instrument avec 1) un spectre de correction d'excitation dérivé d'une solution de rhodamine B et 2) un spectre de correction d'émission obtenu utilisant un diffuseur de rectification en quartz, tel que suggéré par le manufacturier. Pour chaque jour d'analyse, des spectres quotidiens de blancs d'eau Nanopure ont été réalisés. Ils ont été utilisés, en premier lieu, pour corriger chaque échantillon, y compris les échantillons dilués. La correction corrige les interférences Raman (premier et second ordre) et Rayleigh engendrées par la diffusion de l'eau (Stedmon et Bro, 2008; Pernet-Coudrier, 2008). En second lieu, ils ont servi à transformer les spectres en unité Raman (U.R.; Lawaetz, et Stedmon, 2009). Finalement, pour éliminer l'effet de la réabsorption d'une partie de la lumière émise par les fluorophores dans l'eau, les spectres d'absorbance ont été utilisés pour corriger l'effet de filtre interne primaire et secondaire selon l'Équation 2.5 (Ohno, 2002) :

$$I = I_0(10^{-b(A_{ex}+A_{em})}) \quad (2.5)$$

où I est la mesure de l'intensité de fluorescence (U.R.), I_0 est la fluorescence en absence d'auto-absorption (U.R.) et b est la moitié du chemin optique de la cellule (0,5 cm). A_{ex} et A_{em} sont respectivement l'absorbance à la longueur d'onde d'excitation et d'émission.

Lakowicz (2009) indique qu'une absorbance à 254 nm supérieure à 0,05 cause des problèmes de filtre interne par l'absorption de la lumière par l'échantillon. Miller *et al.* (2010) proposent une correction des valeurs jusqu'à une absorbance de 0,3. Au-delà de ce seuil, l'absorbance est influencée au point de nécessiter une dilution de l'échantillon. Ainsi, les échantillons d'une absorbance inférieure à 0,3 ont été corrigés systématiquement selon Miller *et al.* (2010). Les huit échantillons d'extrait de sol,

dont l'absorbance à 254 nm dépassait 0,3, ont été dilués à l'eau Nanopure afin de diminuer les valeurs sous ce seuil pour ensuite être corrigés.

1.5.3 Paramètres biologiques du sol et du couvert nival

La quantification de l'abondance bactérienne dans les sols et la neige a été combinée à des analyses statistiques afin de comprendre son rôle dans l'évolution des substances présentes dans la neige. La fixation des bactéries du sol au glutaraldéhyde, pour leur préservation, a été effectuée selon le protocole de Belzile *et al.* (2008) adapté par C. Belzile, A. Piot et N. Fecteau pour des mesures sur des échantillons de sol ou de sédiment. Pour la neige fondue, la fixation des bactéries a suivi le protocole de Belzile *et al.* (2008). La limite de détection des bactéries par l'appareil est de ~ 1000 bactéries mL^{-1} avec une précision à ± 20 %.

L'abondance bactérienne ainsi que le pourcentage en haut contenu en acide nucléique (*high nucleic acid content; HNA*) et faible contenu en acide nucléique (*low nucleic acid content; LNA*) ont été déterminés avec le cytomètre en flux *Epics Altra* (*Beckman Coulter*) de l'ISMER. Le *SYBR Green I* a été utilisé comme marqueur fluorescent pour l'identification des bactéries HNA et LNA.

1.6 Traitement des données et analyses statistiques

1.6.1 Tests de comparaisons de moyennes

Le Test de comparaison de moyennes de Wilcoxon et le Test t de Student, des tests non paramétriques, servent à comparer des moyennes de distribution entre elles afin

de déterminer si elles sont différentes. Ces tests ont été utilisés pour comparer les couches de neige de chaque parcelle entre elles, et de même pour les couches de sol de chaque parcelle. Comme ce sont quatre parcelles différentes, les valeurs moyennes des paramètres mesurés dans les couches devraient être différentes aussi, ce qui est l'hypothèse alternative (H1). Cependant, si l'hypothèse est nulle (H0), ceci signifie que les valeurs moyennes comparées ne montrent aucune différence significative, ce qui consiste à dire qu'il n'existe aucune différence entre les couches comparées.

La valeur moyenne de la couche de sol 1 de chaque parcelle a été comparée et de même pour la couche 2. Dans la neige, seules les valeurs moyennes des couches 1, 2 et 3 ont été comparées pour les quatre parcelles. Les couches de neige 4 et 5 en forêt n'ont pas été comparées avec celles du champ étant donné qu'elles ne font pas parties des mêmes événements de précipitation et qu'elles regroupent plusieurs événements. De plus, ces événements ont été difficiles à dissocier, car la neige s'accumulant sur les branches finissait par tomber au sol et perturbait les couches. Cependant, les valeurs moyennes des couches de neige 4, 5 et 6 des parcelles du champ ont été soumises aux tests statistiques.

En fonction de la distribution des fréquences, soit le Test de Wilcoxon ou le Test t de Student est effectué pour valider les hypothèses énoncées. En fait, le Test de Wilcoxon ne nécessite ni la normalité de l'échantillon de la population ni l'homogénéité des variances (homoscédasticité) de l'échantillon de la population contrairement au Test t de Student qui doit valider ces deux conditions pour être exécuté. Les analyses ont été effectuées sous *R 2.14.1* et *R Studio 0,96*. La section qui suit décrit les conditions de réalisation des tests de comparaison de moyennes.

Si les n des moyennes à comparer sont égaux à 1, le Test de Wilcoxon est exécuté. H0 est validée à 95 % de probabilité si la valeur de $P > 0,05$. H1 est validée à 95 % de

probabilité si la valeur de $P < 0,05$. Cette analyse statistique ne nécessite pas la normalité des distributions ou l'homoscédasticité dans les moyennes.

Pour les moyennes à comparer avec $n > 1$, deux tests de comparaisons de moyennes ont été proposés : le Test t de Student et le Test de Wilcoxon. Si les conditions de normalité des distributions et l'homoscédasticité sont respectées, la robustesse des résultats est accrue.

Pour les moyennes à comparer avec $n \geq 3$, le Test de Shapiro sur la normalité des distributions est exécuté. La distribution est normale si la valeur de $P > 0,05$ et ne l'est pas si la valeur de $P < 0,05$. Si les distributions ne sont pas normales, le Test de Wilcoxon est exécuté.

Pour les moyennes à comparer avec $n > 1$, le Test F sur l'homogénéité des variances est également exécuté. Les variances sont égales si la valeur de $P > 0,05$ et ne le sont pas si la valeur de $P < 0,05$. Si les variances ne sont pas égales, le Test de Wilcoxon est exécuté. Si les variances sont égales, le Test t de Student peut être exécuté. Si la valeur de $P > 0,05$, H_0 est validée et si la valeur de $P < 0,05$, H_1 est validée.

1.6.2 Analyses PARAFAC

Le très grand nombre d'échantillons analysés pour les matrices de fluorescence de la MOD de la neige et du sol nécessite une analyse statistique rigoureuse, efficace et rapide pour identifier convenablement les composantes présentes dans les spectres. Les analyses de facteurs en parallèle (PARAFAC) sont avantageuses et pertinentes pour ce type de base de données (Bro, 1997). Les MEEF de 550 échantillons de MOD de la neige ($n=410$) et du sol ($n=140$) ont été modélisées par PARAFAC selon

Massicotte et Frenette (2011). Les analyses ont été réalisées par P. Massicotte à l'Université du Québec à Trois-Rivières (UQTR). Le modèle PARAFAC est employé pour décomposer les données en fonction de paramètres choisis. Conséquemment, il reconnaît des groupes de fluorophores différents et indépendants en plus d'identifier les changements de leur intensité de fluorescence (c.à.d. leur concentration) dans l'environnement (Stedmon et Markager, 2005). En faisant l'hypothèse que la fluorescence de la MOD peut être utilisée comme un proxy pour l'ensemble de la MOD, cette méthode fournit de l'information qualitative et quantitative (l'intensité de fluorescence associée à leur concentration) sur les changements dans la fraction de MOD dans la neige et le sol.

Les composantes ont été déterminées par association avec celles identifiées par le modèle PARAFAC (Stedmon *et al.*, 2003; Bro, 1997). Les matrices de fluorescence corrigées ont été analysées et décomposées en différentes composantes expliquant la fluorescence totale mesurée. Des modèles PARAFAC de 4 à 6 composantes ainsi que de 5 à 7 composantes, respectivement pour les bases de données indépendantes de MEEF d'échantillons de neige et de sol, ont été produits avec MATLAB (version 2008b; MathWorks 2008) utilisant l'outil *DOM Fluorescence (1.6)*. Ils ont été validés tels que décrits par Stedmon et Bro (2008). Le modèle identifie le nombre minimal de composantes présentes expliquant significativement la fluorescence des échantillons. La sélection du modèle le plus adéquat est réalisée manuellement. Elle considère à la fois 1) celui expliquant l'intensité de fluorescence avec le plus fort pourcentage et 2) celui décomposant le moins la matrice en composantes à des valeurs d'intensité de fluorescence non significative. Une fois le modèle sélectionné, celui-ci calcule l'abondance du maximum de l'intensité de fluorescence, exprimé par F_{\max} (en U.R.), de chaque composante présente (Lapierre et Frenette, 2009). Ce calcul est systématiquement fait pour chaque échantillon.

En résumé, le modèle PARAFAC fait ressortir de la base de données 1) l'intensité des pics de fluorescence, 2) la récurrence de ces pics, donc les composantes les plus présentes d'un échantillon à l'autre et 3) la variabilité de cette intensité dans le temps et dans les différents environnements. Ces informations permettent ensuite de comparer les composantes de la MOD identifiées par les modèles PARAFAC avec les données de la littérature afin d'identifier la nature des composantes présentes.

CHAPITRE II

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le manteau neigeux serait un réservoir de matière organique particulaire (Jones et Sochanska, 1985) et de matière organique dissoute (MOD) d'origine naturelle et anthropique (Stubbins *et al.*, 2012). Le contenu en MOD influencerait non seulement la productivité biologique des bactéries hétérotrophes, mais aussi la qualité de l'eau de ruissellement (Hood *et al.*, 2009; Dubnick *et al.*, 2010; Stubbins *et al.*, 2012). Cependant, les interactions entre le couvert nival et le sol, en particulier son rôle sur les échanges et la transformation de la MOD, sont encore peu documentées. Dans ce chapitre, l'influence des propriétés physiques du manteau neigeux sur l'évolution saisonnière des substances dissoutes est étudiée. La provenance de ces substances dans le manteau est également analysée. Bien que les résultats aient le potentiel d'évaluer des flux et de documenter les processus dans la neige et le sol, l'analyse se limite à l'évolution des composés présents sur toute la colonne et dans le temps.

Dans un premier temps, les types de variabilités et d'incertitudes (analytique, intra-prélèvement, spatiale) sont exposées afin de présumer le plus adéquatement le facteur le plus explicatif de la variabilité observée. Les propriétés physiques du manteau neigeux sont également présentées et analysées afin d'évaluer leurs implications sur la chimie de la neige. Cette chimie a ensuite été caractérisée par l'analyse de l'azote (N) et du phosphore (P) inorganique et organique dissous, du carbone organique dissous (COD) et des paramètres optiques (absorption et fluorescence) de la MOD. Les sources de ces substances dans le couvert nival sont présentées et également discutées. Le rôle de l'activité biologique sur la chimie de la neige est abordé afin de comprendre ses effets. Finalement, les différents processus pouvant être responsables

de la présence des substances dans le couvert nival sont décrits. Les tableaux de compilations de moyennes et de comparaisons de moyennes et autres figures complémentaires sont en annexes et peuvent être consultés au besoin.

2.1 Description des variabilités analytique, intra-prélèvement et spatiale et estimation des incertitudes

La caractérisation de l'évolution temporelle des paramètres du sol et de la neige a nécessité de prélever des échantillons sur de nouvelles cases à chaque jour de prélèvement. Par conséquent, chaque échantillon possède une localisation spatiale différente. Ainsi, la notion de variabilité spatiale a été considérée dans cette étude. Il a donc été fixé comme objectif de quantifier, par des campagnes sur le terrain, la variabilité spatiale dans le sol et le manteau neigeux des parcelles à l'étude. Aussi, une incertitude est introduite par les instruments utilisés, appelée incertitude analytique et une autre par la multiplication des prélèvements, appelée variabilité intra-prélèvement. Finalement, la caractérisation de la variabilité sert à déterminer 1) si la variabilité temporelle observée n'est pas uniquement le résultat de la variabilité analytique/spatiale et 2) si les différences observées entre les parcelles ne sont pas également le résultat de ces variabilités. Les incertitudes ont donc été calculées.

2.1.1 Campagnes d'échantillonnage du sol et de la neige

2.1.1.1 Sol

Une première campagne visant à quantifier la variabilité spatiale du sol (tableau 2.1) de chaque parcelle (excluant la parcelle Contrôlée) a eu lieu à la mi-octobre 2010,

avant la mise en place du couvert nival. Cinq carottes de terre ont été prélevées par couches de sol (tableau 1.1) et à chaque parcelle (figure 1.7). Seuls le contenu en eau gravimétrique et le pourcentage de matière organique (% MO) du sol ont été mesurés. La seconde étude de variabilité a eu lieu à la mi-mai 2011 afin de mesurer l'ensemble des paramètres (tableau 1.3).

La variabilité intra-prélèvement a été mesurée aléatoirement sur des parcelles et cases différentes (tableau 2.1). Afin de déterminer la variabilité à l'intérieur d'un prélèvement de sol, trois sous-échantillons ont été prélevés de chaque prélèvement. Ceci a permis d'analyser chaque prélèvement en triplicata. Neuf prélèvements ont servis à quantifier la variabilité du pH, de la MO totale et du contenu en eau gravimétrique. De ces neuf prélèvements, trois ont servi à déterminer la variabilité des paramètres chimique, optique et biologique du sol. Chaque duplicata ou triplicata (présenté par des valeurs moyennes dans les tableaux 2.1 et 2.2) a permis de quantifier la variabilité analytique.

Tableau 2.1 : Statistiques descriptives de l'incertitude analytique (IA), de la variabilité intra-prélèvement (VIP) et de la variabilité spatiale (VS) des paramètres chimique, optique et biologique d'échantillons de sol sélectionnés aléatoirement

Sol																
Paramètre	n			$\bar{X} \pm s$			CV (%)			ESM			ICM			
	IA	VIP	VS	IA	VIP	VS	IA	VIP	VS	IA	VIP	VS	IA	VIP	VS	
pH	---	3	12	---	5,73 \pm 0,07	6,0 \pm 0,2	---	1	3	---	0,04	0,1	---	0,08	0,2	
MO totale (%)	---	9	12	---	15 \pm 1	14 \pm 3	---	6	20	---	0,6	1	---	1	*3	
H ₂ O grav.	---	9	12	---	0,69 \pm 0,02	0,6 \pm 0,1	---	3	17	---	0,01	0,06	---	0,02	*0,1	
N-NH ₄ ⁺	12	3	12	5,0 \pm 0,4	6,1 \pm 0,8	5,3 \pm 0,9	7	12	17	0,2	0,4	0,4	*0,4	0,9	0,8	
N-NO ₂₋₃ ⁻	18	3	12	1,23 \pm 0,07	2,0 \pm 0,3	1,3 \pm 0,4	7	14	31	0,04	0,2	0,2	*0,08	0,3	*0,4	
P-PO ₄ ³⁻	18	3	12	0,030 \pm 0,002	4,4 \pm 0,4	2,2 \pm 0,8	7	35	54	0,001	0,2	0,4	*0,002	0,4	*0,7	
NTD	12	3	12	26 \pm 2	11 \pm 4	11 \pm 3	5	28	25	1	2,0	2	*2	4	3	
PTD	9	3	12	5,01 \pm 0,07	6,8 \pm 0,5	6 \pm 3	2	16	43	0,05	0,3	1	*0,10	0,6	3	
COD	12	3	12	0,47 \pm 0,01	0,10 \pm 0,03	0,10 \pm 0,03	2	33	24	0,007	0,02	0,01	*0,01	0,04	0,03	
NOD	12	3	12	---	2,9 \pm 2,6	5,2 \pm 2,6	---	89	74	---	1,6	1,3	---	3,1	2,5	
F max C1	---	3	12	---	0,5 \pm 0,2	0,7 \pm 0,3	---	33	34	---	0,1	0,1	---	0,2	0,3	
F max C2	---	3	12	---	0,21 \pm 0,03	0,22 \pm 0,06	---	15	23	---	0,02	0,04	---	0,03	0,07	
F max C3	---	3	12	---	0,18 \pm 0,04	0,22 \pm 0,08	---	28	33	---	0,02	0,04	---	0,05	0,09	
F max C4	---	3	12	---	0,22 \pm 0,08	0,4 \pm 0,2	---	36	45	---	0,05	0,1	---	0,09	*0,2	
F max C5	---	3	12	---	0,11 \pm 0,04	0,3 \pm 0,1	---	37	51	---	0,02	0,07	---	0,05	0,1	
F brute	32	---	---	30 \pm 1	---	---	3	---	---	0,2	---	---	0,4	---	---	
Bactéries totales	21	3	12	206 \pm 7	5100 \pm 900	4200 \pm 700	4	17	16	5	500	300	10	1000	600	
Bactéries LNA	21	3	12	18,0 \pm 0,7	450 \pm 50	350 \pm 60	4	12	19	0,5	30	30	1	50	60	
Bactéries HNA	21	3	12	188 \pm 7	4600 \pm 800	3800 \pm 700	4	18	18	5	500	300	9	900	600	

Bactéries: nombre exprimé en million; H₂O grav. : contenu en eau gravimétrique;

Intervalle de confiance de la moyenne: $\alpha = 0,05$; (---) indique les données manquantes;

*Ne suivent pas une distribution normale: 1) Incertitudes analytiques : N-NH₄⁺ : P<0,01; N-NO₂₊₃⁻ : P<0,001; P-PO₄³⁻ : P<0,0001; NTD : P<0,001; PTD : P<0,01; COD : P<0,001; 2) Variabilité spatiale : MO totale (%): P<0,004; contenu en eau gravimétrique: P<0,01; N-NO₂₊₃⁻ : P<0,01; P-PO₄³⁻ : P<0,003; F_{max} C4 : P<0,001;

VIP: les statistiques descriptives sont les moyennes des triplicatas;

VS: les statistiques descriptives sont calculées à partir d'un $n=5$ pour chaque couche de chaque parcelle de deux dates d'échantillonnage, un total de 60 échantillons; la première date correspond à la mi-octobre 2010 (pour les paramètres physiques seulement) et la seconde à la mi-mai 2011;

ESM : erreur-standard moyen; ICM : intervalle de confiance de la moyenne

2.1.1.2 Manteau neigeux

Une première campagne visant à quantifier la variabilité spatiale de la neige (tableau 2.2) de chaque parcelle a eu lieu le 14 mars 2011. Cinq prélèvements de neige ont été faits sur les couches basale, centrale et sommitale du manteau neigeux de la parcelle Contrôlé pour les analyses des paramètres biologiques et chimiques (tableau 1.2). Les paramètres physiques ont été mesurés sur toute la colonne de neige, soit sur les sept couches présentes. La variabilité analytique a été mesurée sur 27 échantillons sélectionnés aléatoirement (tableau 2.3). Une seconde campagne a été réalisée le 23 février 2012, soit l'année suivant notre étude. Cet exercice n'a pas été fait en 2011 pour ne pas perturber le milieu à l'étude. Cette campagne avait pour but de mesurer la variabilité spatiale, cette fois-ci, à haute résolution ($n=110$) de l'épaisseur, de la densité et de l'équivalent en eau (EEN) du manteau neigeux.

Tableau 2.2 : Statistiques descriptives de l'incertitude analytique (IA) d'échantillons de neige sélectionnés aléatoirement et de la variabilité spatiale (VS) des couches de neige 1, 5 et 7 de la parcelle Contrôlé pour les paramètres chimique, optique et biologique

Neige		$\bar{X} \pm s$			CV (%)						ESM						ICM					
Paramètre	IA	1			5			7			IA			VS			IA			VS		
		1	5	7	1	5	7	1	5	7	1	5	7	1	5	7	1	5	7	1	5	7
N-NH ₄ ⁺	0,054 ± 0,004	0,036 ± 0,006	0,04 ± 0,01	0,016 ± 0,006	7	18	24	36	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005	0,006	0,009	0,005	0,005	0,005
N-NO ₂₋₃ ⁻	0,41 ± 0,02	0,13 ± 0,03	0,32 ± 0,05	0,19 ± 0,02	4	23	17	12	0,009	0,01	0,009	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02
P-PO ₄ ³⁻	0,034 ± 0,007	0,009 ± 0,005	0,004 ± 0,004	0,004 ± 0,003	17	54	89	76	0,004	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,007	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003
NTD	0,34 ± 0,01	0,09 ± 0,03	0,13 ± 0,01	0,08 ± 0,03	4	34	8	35	0,008	0,01	0,008	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	*0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
PTD	0,12 ± 0,03	0,4 ± 0,4	0,7 ± 0,2	0,5 ± 0,1	31	100	26	33	0,02	0,2	0,02	0,2	0,08	0,07	0,08	0,07	0,05	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
COD	2,8 ± 0,1	0,5 ± 0,2	0,43 ± 0,08	0,4 ± 0,1	5	44	20	30	0,07	0,09	0,07	0,09	0,04	0,05	0,04	0,05	0,14	0,2	0,07	0,1	0,1	0,1
NOD	---	SZ	SZ	SZ	---	SZ	SZ	SZ	---	SZ	---	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ	---	SZ	SZ	SZ	SZ	SZ
F max C1	---	0,01 ± 0,01	NA	NA	---	83	69	89	---	0,006	0,0002	0,0003	---	0,01	0,0004	0,0005	---	0,0004	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005
F max C2	---	0,02 ± 0,02	0,02 ± 0,01	0,013 ± 0,007	---	85	49	51	---	0,008	0,004	0,003	---	0,02	0,009	0,006	---	0,02	0,009	0,006	0,006	0,006
F max C3	---	0,02 ± 0,01	0,015 ± 0,001	0,010 ± 0,003	---	48	9	26	---	0,004	0,0006	0,001	---	0,009	0,001	0,002	---	0,009	0,001	0,002	0,002	0,002
F max C4	---	0,04 ± 0,02	0,016 ± 0,005	0,014 ± 0,007	---	50	33	46	---	0,01	0,002	0,003	---	0,02	0,005	0,006	---	0,02	0,005	0,006	0,006	0,006
F max C5	---	0,007 ± 0,002	0,004 ± 0,001	0,002 ± 0,001	---	37	12	48	---	0,001	0,0002	0,0004	---	0,002	0,0005	0,0009	---	0,002	0,0005	0,0009	0,0009	0,0009
F max C6	---	0,036 ± 0,01	0,01 ± 0,01	0,05 ± 0,02	---	34	34	45	---	0,006	0,005	0,009	---	0,01	0,01	0,02	---	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Bactéries totales	---	0,01 ± 0,01	0,005 ± 0,003	0,003 ± 0,001	---	97	53	45	---	0,005	0,001	0,0006	---	0,009	0,002	0,001	---	0,009	0,002	0,001	0,001	0,001
Bactéries LNA	---	0,006 ± 0,006	0,0012 ± 0,0007	0,0008 ± 0,0003	---	109	57	42	---	0,003	0,0003	0,0001	---	0,005	0,0006	0,0003	---	0,005	0,0006	0,0003	0,0003	0,0003
Bactéries HNA	---	0,005 ± 0,004	0,004 ± 0,002	0,002 ± 0,001	---	85	52	46	---	0,002	0,0009	0,0005	---	0,004	0,002	0,001	---	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001

Bactéries : nombre exprimé en million; NA : valeurs sous la limite de détection ($< 0,001$);
 SZ : valeurs sous zéro obtenues par le calcul du NOD ($\text{TDN} - (\text{N-NO}_{2+3}^- + \text{N-NH}_4^+)$);
 *Ne suit pas une distribution normale (NTD : $P < 0,01$); (---) indique les données manquantes;
 IA (incertitude analytique): N-NH_4^+ : $n=7$; N-NO_{2+3}^- : $n=6$; P-PO_4^{3-} : $n=4$; NTD et COD : $n=12$; PTD :
 $n=5$;
 VS (variabilité spatiale): $n=5$ pour tous les paramètres;
 ESM : erreur-standard moyen; ICM : intervalle de confiance de la moyenne

2.1.2 Type de variabilité

2.1.2.1 Estimation des incertitudes

Des échantillons ont été choisis aléatoirement pour évaluer les incertitudes. Cette évaluation a été faite sur une série de mesures réalisée dans des conditions de répétabilité. La répétabilité exprime la capacité à reproduire successivement la mesure d'un même objet dans les mêmes conditions opératoires (SASO, 2006). L'incertitude a ensuite été appliquée aux autres échantillons de la population. Leur incertitude est donc estimée.

Cinq paramètres de statistiques descriptives ont été présentés dont quatre décrivent spécifiquement l'incertitude reliée à chaque variable mesurée. Il s'agit de la moyenne arithmétique (\bar{X}), de l'écart-type (s), du coefficient de variation (CV) à la moyenne (exprimé en %), l'intervalle de confiance de la moyenne (ICM) à un seuil de 95 %, et enfin l'erreur-standard de la moyenne (ESM). Les trois derniers paramètres ont été calculés comme suit :

$$\text{CV} = (s / \bar{X}) \times 100 \quad (3.1.1)$$

$$\text{ICM} = \pm 1,96 \times (s / \sqrt{n}) \quad (3.1.2)$$

$$\text{ESM} = s / \sqrt{n} \quad (3.1.3)$$

où n est le nombre d'observations. Le CV fournit une valeur normalisée de la dispersion des valeurs autour de la moyenne (Sumner, 2000). L'ICM décrit l'intervalle dans lequel on a 95 % des chances que la vraie valeur d'un individu d'une population s'y retrouve (Legendre et Legendre, 2012). En d'autres termes, ceci signifie que 95 % des observations se situent à \pm ICM autour de la valeur de l'individu.

Cependant, l'ICM n'est applicable que si la distribution de fréquence suit une loi normale (gaussienne), ou que le n est supérieur à 30. La normalité a été vérifiée sur les distributions des s moyens avec le Test de Shapiro. Parmi les paramètres qui ont échoués le test, certains possédaient un n suffisamment grand pour calculer l'ICM et l'ESM. Pour les autres dont l'ICM n'a pas été applicable, l'incertitude est exprimée par le CV.

2.1.2.2 Incertitude analytique

La variabilité analytique représentée par une incertitude analytique (IA) a été estimée par des mesures de répliques d'échantillons. Ce type de variabilité indique surtout les incertitudes associées à la qualité des instruments utilisés et à la répétabilité d'analyse. L'IA inclut donc par défaut la variabilité produite par la précision de l'appareil, c'est-à-dire sa capacité à répéter la même mesure afin d'obtenir le même résultat. Donc, les limites et la résolution de mesures des appareils ont été indirectement considérées. Les répliques d'échantillons ont été limités à un nombre spécifique pour chaque paramètre et déterminés aléatoirement.

En absolue, l'IA est la même pour le sol et la neige, ce qui est attendu (ESM et ICM ; tableau 2.1 et 2.2). En terme relatif cependant, l'IA apparaît plus grande pour la neige puisque les concentrations d'éléments chimiques sont généralement plus faibles. En

effet, des CV très élevés pour quelques paramètres dans la neige (P-PO_4^{3-} ; F_{\max} de C1 et C2; bactéries totales) s'expliquent par le fait que les concentrations dans la neige sont très faibles. Par exemple, les concentrations de P ou de bactéries totales dans la neige sont près des limites de détection des instruments où certaines valeurs représentent le bruit de l'analyse.

En somme, les CV de l'incertitude analytique de la neige sont plus élevés que ceux du sol. Les CV maxima de la neige sont atteints par le P-PO_4^{3-} (17 %) et le PTD (31 %), tandis que le CV des autres paramètres varie entre 4 et 7 %. Le CV des paramètres du sol sont aussi faibles que 2 et 7 %, ce qui est acceptable. Donc uniquement le P de la neige comporte une variabilité analytique considérable dans la variabilité temporelle et entre les différentes parcelles.

2.1.2.3 Variabilité intra-prélèvement

La variabilité intra-prélèvement (VIP) est la variabilité qui peut être observée sur trois aliquotes d'un même prélèvement représentant une case de la parcelle. Elle a été mesurée afin de déterminer la représentativité de l'échantillon final. Elle quantifie et qualifie l'homogénéisation des prélèvements fait pour les analyses. Le CV de la VIP est négligeable pour les paramètres physiques du sol (2-7 %), mais prend des proportions considérables pour les paramètres chimiques (12-37 %) et biologiques (12-18 %; tableaux 2.1 et 2.2). Ces résultats montrent la difficulté de la préparation et de l'homogénéisation des prélèvements et des aliquotes de sol.

2.1.2.4 Variabilité spatiale

La variabilité spatiale (VS) est supposée représenter la source d'incertitude la plus importante, car elle recouvre toute la variabilité observée sur une parcelle. Le sol en milieux naturels est caractérisé par une hétérogénéité spatiale relativement importante qui s'explique par la micro topographie, la pente et la répartition inhomogène des espèces végétales qui le recouvre (Manzoni et Porporato, 2009; Fons *et al.*, 1997). Par conséquent, une caractérisation de la VS des composés chimiques étudiés à l'intérieur même des parcelles devait être réalisée. Avec cette étude, on s'assure que la variabilité temporelle mesurée dans le sol et les premiers horizons de neige ne soit pas, en fait, que représentative d'une VS. Ainsi, un effort considérable a été réalisé pour caractériser la variabilité spatiale sur les parcelles.

En valeur relative, la variabilité spatiale des concentrations de N, P et C de la neige (12-100 %) est plus élevée que celle du sol (17-54 %). Les CV les plus importants sont encore une fois observés pour le P, en raison des faibles concentrations. Les faibles intensités du F_{\max} des C1 et C2 dans la neige engendrent un CV très important (49-89 %). En valeur absolue, pour la majorité des paramètres de la neige, la similarité entre l'ESM et l'ICM indique que la variabilité spatiale n'est pas si importante. La même similarité existe pour le sol.

On a également voulu caractériser la variabilité spatiale de l'épaisseur et l'équivalent en eau du manteau neigeux sur les parcelles situées en forêt et dans le champ. Cette caractérisation a permis d'évaluer la variabilité spatiale sur et entre les parcelles. Les résultats (tableau 2.3) indiquent clairement que le manteau neigeux en forêt est moins épais, moins dense et conséquemment, représente un moins grand volume d'eau. Elles mettent surtout en évidence la faible variabilité spatiale du couvert nival au champ (< 8 %) et moyenne en forêt (~15-20 %). De manière générale, l'ICM pour

l'épaisseur de la neige est de l'ordre de 1 et 4 cm respectivement pour le champ et la forêt, et de 1 mm pour l'équivalent en eau de la neige (EEN) pour toutes les parcelles.

Tableau 2.3 : Statistiques descriptives de la variabilité spatiale de l'épaisseur (cm) et de l'équivalent en eau (mm) du manteau neigeux du 22 février 2012 pour chaque parcelle ainsi que le champ regroupant les parcelles Minéral, Herbacé et Contrôlé

Parcelle	n	Neige							
		$\bar{X} \pm s$		CV (%)		ESM		ICM	
		Épaisseur	EEN	Épaisseur	EEN	Épaisseur	EEN	Épaisseur	EEN
Minéral	42	62,0 ± 1,6	14,8 ± 0,8	3	6	0,8	0,4	1,6	0,8
Herbacé	20	64,5 ± 2,0	14,7 ± 1,1	3	7	0,9	0,5	1,8	0,9
Contrôlé	28	62,2 ± 1,3	13,9 ± 0,5	2	4	0,6	0,2	1,1	0,5
Champ	90	62,6 ± 1,9	14,5 ± 0,9	3	6	0,9	0,4	1,7	0,8
Forêt	20	31,1 ± 4,7	5,9 ± 1,2	15	20	2,1	0,5	4,1	1,0

L'ensemble des variabilités mesurées représente la fourchette d'incertitudes accordée aux valeurs. Si la variabilité temporelle mesurée se trouve à l'intérieure de la fourchette d'incertitudes, on admettra que les propriétés du sol ou de la neige n'ont pas évolué significativement au cours de l'hiver.

Il est ressorti que les coefficients de variation spatiale de la neige (12 à >100 %) sont nettement plus importants que l'incertitude analytique (4 à 31 %). Les valeurs sont minimalement du triple. La faible incertitude analytique indique que les méthodes d'analyse et l'instrumentation utilisées assurent la bonne qualité des résultats. Ainsi, l'incertitude analytique n'a pas été considérée dans l'étude de la variabilité temporelle et inter-parcelles. Quant aux coefficients de variation spatiale des paramètres du sol, ils varient de 17 % (N-NH₄⁺) à >50 % (P-PO₄³⁻; F_{max} C5), tandis que la variabilité intra-prélèvement varient de 12 % (N-NH₄⁺) à 37 % (F_{max} C5) (tableau 2.1). Les

variabilités, toutes confondues, du P inorganique et organique du sol ou de la neige, sont en général les plus importantes. Leurs faibles concentrations en sont la cause. Ainsi, la variabilité temporelle du P sera difficile à détecter de manière fiable. Le CV spatial des paramètres chimiques et biologiques du sol (~30 %) est similaire CV intra-prélèvement, mais nettement plus important que l'incertitude analytique (< 7 % ; tableau 2.1).

Pour les paramètres physiques et chimiques du sol, la variabilité spatiale ressemble à la variabilité intra-prélèvement, c'est-à-dire que les erreurs-standards de la moyenne et l'intervalle de confiance de la moyenne de la variabilité spatiale sont similaires à ceux de la variabilité intra-prélèvement. Ceci signifie que presque toute la variabilité spatiale mesurée serait comprise dans l'échantillon composite prélevé. Bref, la variabilité de la physique et de la chimie du sol mesurée sur une parcelle serait également mesurée à l'intérieure même de la variabilité d'un prélèvement (variabilité intra-prélèvement). La variabilité spatiale des composés organiques et inorganiques dissous dans le manteau neigeux et le sol, pour la majorité des composés (N et C), serait inférieure à la variabilité temporelle, laquelle sera présentée dans les sections suivantes.

2.2 Interactions neige-sol

Cette section présente les propriétés physiques et chimiques du manteau neigeux et du sol des parcelles à l'étude. Elle traite en premier lieu du rôle de la physique (température, structure et fonte du manteau) sur le contenu chimique du manteau neigeux. On répondra au second objectif spécifique qui est de déterminer l'influence des propriétés physiques du couvert nival sur l'évolution saisonnière des composés dissous. Par une caractérisation de l'évolution saisonnière de la concentration de

composés organiques et inorganiques dissous du couvert nival sur différents substrats organiques et inorganiques (objectif spécifique 3), on identifiera les sources des substances chimiques (N, P, C, MOD) dans le manteau (objectif spécifique 4). Ces sources sont ensuite discutées. De plus, l'activité biologique a été analysée afin de comprendre sa présence et son implication dans le contenu chimique de la neige. Finalement, les processus de transport susceptibles de prendre part dans les échanges de substances entre le sol et la neige sont décrits.

2.2.1 Physique : implication sur la chimie du manteau neigeux

2.2.1.1 Température

La tendance des températures médianes ($T^{\text{med}}_{\text{air}}$) journalières de l'air est négative de novembre à la fin janvier et ensuite positive jusqu'en juin (figure 2.1). Selon Environnement Canada (2012), les premières $T^{\text{med}}_{\text{air}}$ sous 0 °C ont été observées le 24 octobre. Le sol a ainsi été soumis au gel étant donné que le couvert nival ne s'est installé que le 22 novembre. Du 31 décembre au 12 février, les températures maximales ($T^{\text{max}}_{\text{air}}$) de l'air demeurent sous 0 °C. Les températures minimales ($T^{\text{min}}_{\text{air}}$) ont atteint les -30 °C au début mars. Les $T^{\text{med}}_{\text{air}}$ au-dessus du point de congélation sont récurrentes sur plus de la moitié du mois d'avril. Le manteau neigeux a ainsi disparu à cette période, soit le 27 avril en forêt et le 30 avril sur les parcelles Herbacé et Minéral. Il est demeuré jusqu'au 1^{er} mai sur la parcelle Contrôlée. Les thermocouples de la station du champ ont enregistré les dernières $T^{\text{min}}_{\text{air}}$ sous 0 °C le 13 mai. L'absence, la présence et la disparition du manteau neigeux peut être représenté par trois périodes où les fluctuations des T de l'air affectent les T du manteau neigeux et les T superficielles du sol (-2 cm) du champ herbacé et forestier (figure 2.2).

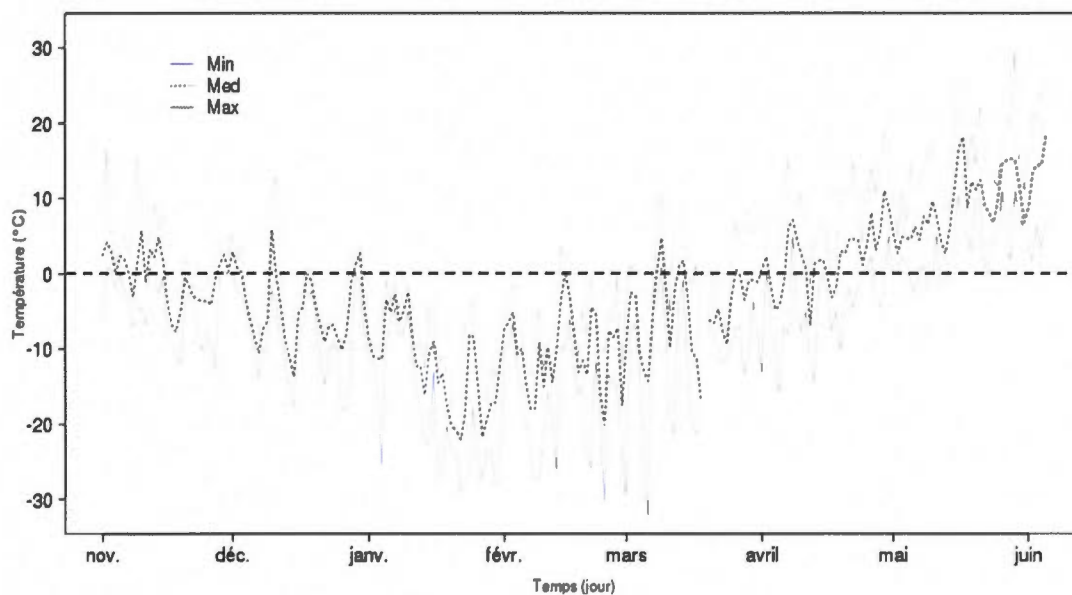


Figure 2.1 : Températures médianes (T^{med}), températures minimales (T^{min}) et températures maximales (T^{max}) journalières de l'air pour le site d'étude; la ligne horizontale noire et en tirets indique 0 °C

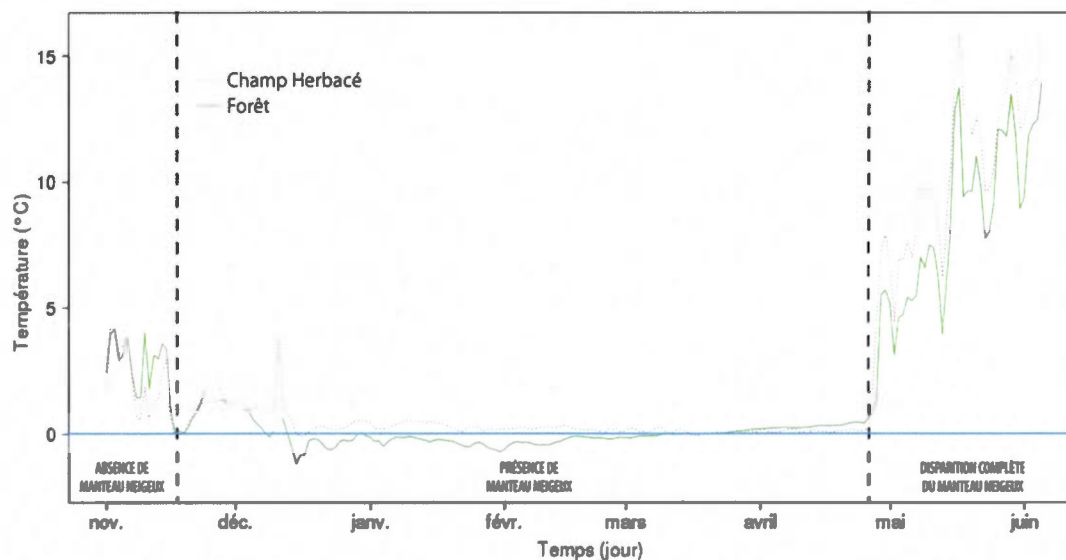


Figure 2.2 : Températures médianes (T^{med}) journalières du sol à 2 cm de profondeur pour les parcelles Champ et Forêt; la ligne horizontale bleue indique la T à 0 °C; les lignes verticales noires et en tirets délimitent trois périodes déterminées par la présence ou l'absence du couvert nival (pré-nivale, nivale et post-nivale)

2.2.1.1.1 Influence du manteau neigeux sur la température du sol et dans la neige

Au moment de l'arrivée du manteau neigeux, les fortes fluctuations de la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ sont atténuées. Le sol, aux profondeurs 2, 5, 10 et 20 cm pour les parcelles Herbacé et Forêt (annexe A.2), se refroidit jusqu'à l'arrivée définitive de la neige. Après cette date, le sol du champ herbacé demeure au-dessus de $\sim 1,5$ °C sur près de trois semaines et ne regèle que deux fois au cours de la saison hivernale étudiée (figure 2.2, courbe noire pointillée). L'accumulation de neige accroît l'isolation du manteau neigeux. Cette épaisseur de neige devient alors un régulateur de la T et de la profondeur de gel du sol (Hardy *et al.*, 2001). Mais, même en présence de neige, le sol demeure sensible et réactif à la T de l'air. Par exemple, sous un manteau neigeux de 80-90 cm d'épaisseur, la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ de la parcelle Herbacé a varié. Un gel du sol a même été enregistré le 27 février et le 20-21 mars pour cette parcelle où le sol n'avait pas encore gelé. Habituellement, environ 30-40 cm de neige suffisent pour maintenir les T au sol au-dessus de 0 °C (Cline, 1995). Cependant, Grogan et Jonasson (2006) ont observé des variations de la T du sol sous un manteau atteignant 100 cm d'épaisseur. Le sol au champ herbacé a cependant moins gelé que celui en forêt. Shanley et Chalmers (1999) ont observé une situation contraire dans un sol au nord du Vermont (États-Unis) qu'ils ont expliquée par une plus forte présence de neige au sol en forêt.

En forêt, la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ diminue au cours des trois semaines qui ont suivi l'arrivée du manteau neigeux (figure 2.2, courbe verte continue). Les deux premiers cm du sol ont gelé de façon permanente jusqu'au 16 mars, avec un minimum atteint de $-1,2$ °C. Une $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ sous 0 °C a également atteint 5 cm de profondeur du 18 décembre au 1^{er} janvier et du 16 janvier au 9 mars (annexe A.2). L'intensité du gel au sol de la parcelle Forêt peut être expliquée par trois raisons. La première est que la $T_{\text{air}}^{\text{med}}$ a été négative de façon répétée à partir de la mi-novembre. La seconde est que les événements de redoux de décembre ont fait disparaître complètement le manteau

neigeux forestier, tandis que plus de six cm subsistaient dans le champ (figure 2.3). Il a d'ailleurs été significativement plus mince que celui au champ tout au long de la saison étudiée. Le sol forestier a alors été exposé plus durement aux épisodes de froid. Shanley et Chalmers (1999) mentionnent que l'installation tardive du manteau nival expose le sol à un gel plus prononcé. La troisième raison est qu'en début de saison, le sol de la parcelle forestière contenait plus d'eau liquide qu'au champ (figure 2.4). Willis *et al.* (1961 in Shanley et Chalmers, 1999) ont également constaté un gel plus prononcé pour des sols à fort contenu en eau, ce qui imperméabilisent le sol et retardent l'infiltration d'eau de fonte. Shanley et Chalmers, (1999) et Stottlemeyer et Toczydlowski (1999) ont remarqué que le sol gelé augmentait le ruissellement d'eau de fonte vers les cours d'eau entraînant les composés dissous de la neige. Dès février, le sol forestier commence à réchauffer et sa T superficielle ne voisine le point de congélation qu'au moment de la fonte soutenue (~12 avril) par l'arrivée d'eau de fonte à 0 °C. Au moment de la fonte, une inversion des T est observable entre la parcelle en forêt et celle au champ herbacé : la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ forestier augmente, tandis qu'elle diminue dans le champ herbacé. Une fluctuation de la nappe phréatique pourrait être à l'origine de ces différences.

Dans la neige pour les quatre parcelles, les profils verticaux de T_{neige} varient temporellement et verticalement (figure 2.3). Au cours de la période d'accumulation, la T dans la neige augmente avec la profondeur. Les quelques redoux de décembre ont aussi affecté le manteau neigeux dans le champ. Les pluies entrecoupées de périodes de refroidissement et de chutes de neige ont produit une couche de glace occupant les quelques cm à la base du manteau. Cette couche qui a persisté jusqu'à la mi-janvier a probablement eu impact sur les échanges entre le sol et la neige. À partir du 7 mars, la T_{neige} au champ augmente progressivement et le profil vertical s'uniformise sur près des trois quarts de l'épaisseur du manteau neigeux (figure 2.3). Le réchauffement se fait plus rapidement pour les parcelles Contrôlé, Minéral et Forêt que pour la parcelle Herbacé. L'uniformisation des T s'observe ensuite sur toute la

colonne à partir du 12 avril et coïncide avec la $T_{\text{air}}^{\text{med}}$ voisinant 0 °C (figure 2.2). À la fin avril, le moment où le manteau neigeux commence à se fractionner et disparaître, le sol se réchauffe graduellement en forêt et plus brusquement dans le champ herbacé. Les fluctuations de la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ deviennent alors importantes et récurrentes lorsque le manteau neigeux disparaît complètement (figure 2.2).

Contrairement à ce qui est observé pour le sol, la T_{neige} en forêt est plus chaude que celle au champ herbacé. Shanley et Chalmers (1999) expliquent ce phénomène par le refroidissement radiatif nocturne, une capacité de la forêt à tempérer les variations de T de l'air. Des différences sont également observées entre les parcelles du champ. La T_{neige} de la parcelle Contrôlé est systématiquement plus froide de ~1 °C en moyenne que la parcelle Herbacé (figure 2.3). La pellicule plastique installée à l'interface neige-sol de la parcelle Contrôlé doit bloquer une fraction importante du flux de vapeur d'eau et de chaleur latente du sol limitant le réchauffement de la neige par le sol. Le gradient thermique de la parcelle Herbacé est forcément plus élevé que celui de la parcelle Contrôlé. Cette différence de T engendre la diffusion de la chaleur du sol vers la neige. Cette diffusion doit être responsable des T plus importantes dans les premières couches de neige de la parcelle Herbacé (figure 2.3). La T plus élevée dans ces couches signifie un plus grand potentiel d'eau liquide dans la neige.

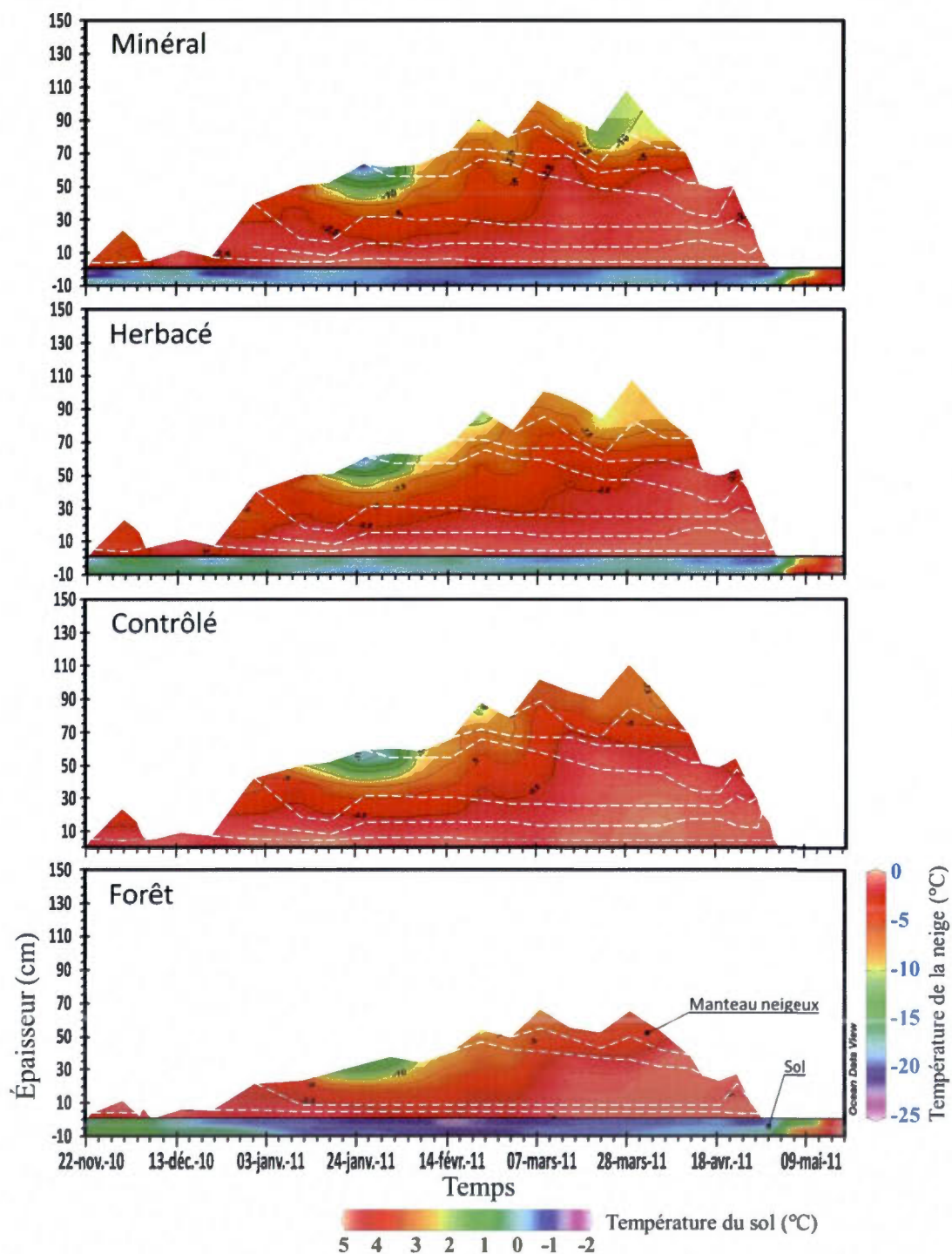


Figure 2.3 : Température (°C) in situ du manteau neigeux à une résolution verticale de 10 cm et température (°C) du sol aux profondeurs 7,5 cm, 2,5 cm et 0 cm; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées pour les paramètres biogéochimiques; les données ont été prises en début de chaque matinée

Le gradient thermique entre l'atmosphère et le sol augmente avec la diminution de la colonne de neige et par la présence d'une $T_{\text{air}}^{\text{med}}$ très négative. Le 25 janvier, des écarts de ~ 20 °C entre le manteau, de plus de 60 cm d'épaisseur, et le sol sont notés pour les parcelles du champ. Ceci équivaut à un gradient de ~ 33 °C/m. Comme le manteau neigeux forestier est plus mince, les gradients thermiques en forêt sont plus élevés qu'au champ. Le 25 janvier, le cas le plus extrême, un gradient de ~ 42 °C/m est observé. Ainsi, le sol perd une quantité considérable de chaleur. Cependant, le gradient thermique entre l'atmosphère et le sol n'est pas entièrement responsable du flux de chaleur provenant du sol. En fait, Zhao *et al.* (1997) mentionnent qu'une infiltration d'eau de fonte dans un sol plus froid peut le réchauffer significativement. Le regel de cette eau à l'interface neige-sol peut libérer une quantité significative de chaleur latente au sol et à la neige. D'ailleurs, une hausse du contenu en eau du sol augmente la conductivité thermique et par conséquent, le transfert de chaleur du sol vers le manteau neigeux (Evet *et al.*, 1994; Pomeroy et Brun, 2001).

La couche de débris organiques frais de la parcelle Herbacé à la surface du sol (3 cm) agit, tout comme le manteau neigeux, d'isolant thermique. La compaction de la végétation sous le poids de la neige emprisonne l'air et lui confère une capacité isolante significative. Dionne *et al.* (1999) ont montré qu'une protection du sol au cours de l'hiver par de la paille ou un espace d'air augmente la $T_{\text{sol}}^{\text{med}}$ de façon très significative. Le mélange paille/air peut être comparable à la couche organique d'herbes de la parcelle Herbacé. Cette couche organique permet ainsi de réduire les pertes de chaleur et de diminuer l'effet des fluctuations journalières de température. L'horizon minéral sous-jacent bénéficie ainsi d'une T plus chaude (figure 2.3). Au final, l'addition de l'isolation thermique de la couche organique et celle engendrée par le couvert nival démarque la parcelle Herbacé par un sol plus chaud que celui des autres parcelles. La perte d'énergie du sol favorise le d'une T plus chaude à la base du manteau neigeux.

2.2.1.1.2 Couche chaude de neige

Les 15 premiers cm à la base du manteau neigeux de l'ensemble des parcelles du champ ont été maintenus dans une fourchette de T entre 0 et -1 °C pour toute la saison. L'épaisseur de neige avec cette fourchette de T a augmenté en épaisseur au début de la fonte. Ces observations dans le manteau neigeux ressemblent fortement aux résultats des simulations du modèle Crocus sur le manteau neigeux alpin de l'hiver 1995-1996 rapportées par Pomeroy et Brun (2001). Cette zone aux T voisinant le point de fusion de la neige à l'interface neige-sol peut être caractérisée comme étant une « couche chaude ». Elle est donc une zone potentielle de mobilité par l'eau des substances présentes. Cette T implique une fonte des cristaux, mais ne signifie pas forcément une hausse du contenu en eau du sol (Buckeridge et Grogan, 2010). En fait, avant la période de fonte active de la neige, le manteau neigeux exerce une rétention sur l'eau percolant entre les grains (DeWalle et Rango, 2008). Le manteau neigeux augmente ainsi son contenu en eau liquide.

Cette eau s'écoule dans la neige à une T voisinant 0 °C et par un mince film d'eau à l'interface des grains de neige (Gray et Male, 1981). Elle emprunte également des réseaux de pores isolés saturés en eau. Par transfert thermique, elle réchauffe les couches inférieures du manteau. L'eau liquide réchauffe à nouveau la neige lorsqu'elle regèle en libérant l'énergie entreposée sous forme de chaleur latente de fusion. Ce mécanisme représente un système de transfert d'énergie du sommet vers la base du couvert nival (DeWalle et Rango, 2008). Pour toutes les parcelles, une rétention d'eau liquide est probablement devenue maximale vers le début mars, car l'humidité du sol s'accroît à cette période (figure 2.4). Jones *et al.* (1983) ont observé que le contenu en eau liquide de la neige peut atteindre jusqu'à 30 % (kg d'eau liquide par kg de neige) dès la troisième journée de la période de fonte active. À cette période, la « couche chaude » à la base du manteau triple d'épaisseur pour les

parcelles du champ (figure 2.3). En forêt, cette couche chaude est discrète en début de saison et disparaît rapidement. Elle apparaît subitement au début mars recouvrant les deux-tiers de l'épaisseur du manteau.

La T du sol varie très peu en présence de neige au sol surtout pour les parcelles Minéral et Forêt (figure 2.3). Le manteau neigeux, comme le sol, se réchauffe au début de la période de fonte. Il est même caractérisé par une couche de neige où la T est plus chaude que le reste du manteau. Cette couche est 1) localisée à la base du manteau; 2) maintenue sur toute la saison; 3) d'épaisseur limitée au cours de la période d'accumulation et 4) épaissit au cours de la fonte. De plus, la T de cette couche est plus faible en forêt indiquant une T plus froide par un couvert de neige plus mince. Cette « couche chaude » représente un important potentiel de présence d'eau liquide dans la neige pouvant jouer un rôle dans la mobilisation et le transport par advection des substances présentes.

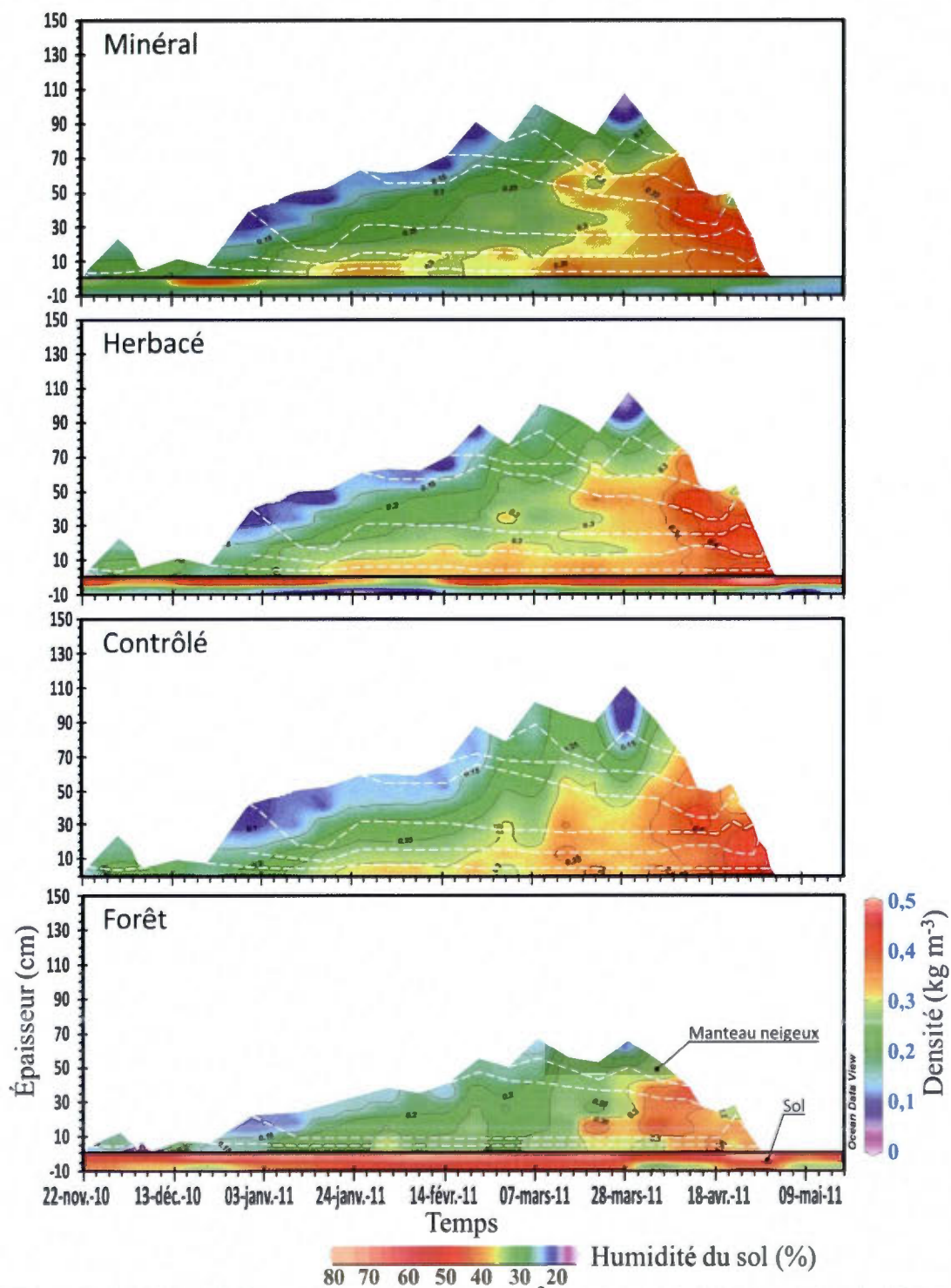


Figure 2.4 : Densité du manteau neigeux (kg m^{-3}) à une résolution verticale de 10 cm et l'humidité du sol (%) aux profondeurs 7,5 cm et 2,5 cm; lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées pour les paramètres biogéochimiques

2.2.1.2 Structure, accumulation et fonte du manteau neigeux

Les parcelles du champ ont des épaisseurs de manteau neigeux comparables (figure 2.5), par leur proximité et leur exposition aux conditions atmosphériques (radiation, vent) relativement similaires. Par contre, le manteau neigeux en forêt est plus mince de ~30 cm de janvier à la fin avril (figure 2.5). L'épaisseur du manteau neigeux des parcelles au champ atteint un maximum de ~110 cm le 28 mars, juste avant la fonte soutenue de la neige. L'épaisseur de neige dans le champ décroît de ~60 cm du 29 mars au 18 avril, soit ~20 cm/semaine. Elle diminue de 45 cm en forêt, soit ~15 cm/semaine. La dernière phase de fonte à la fin avril est la plus remarquable. Elle atteint une vitesse de disparition de ~6,5 cm/jour dans le champ et de ~5,5 cm/jour en forêt. La fonte soutenue en forêt est légèrement retardée par rapport au champ, mais se termine plus tôt, car il y avait moins d'accumulation de neige au sol sous le couvert forestier.

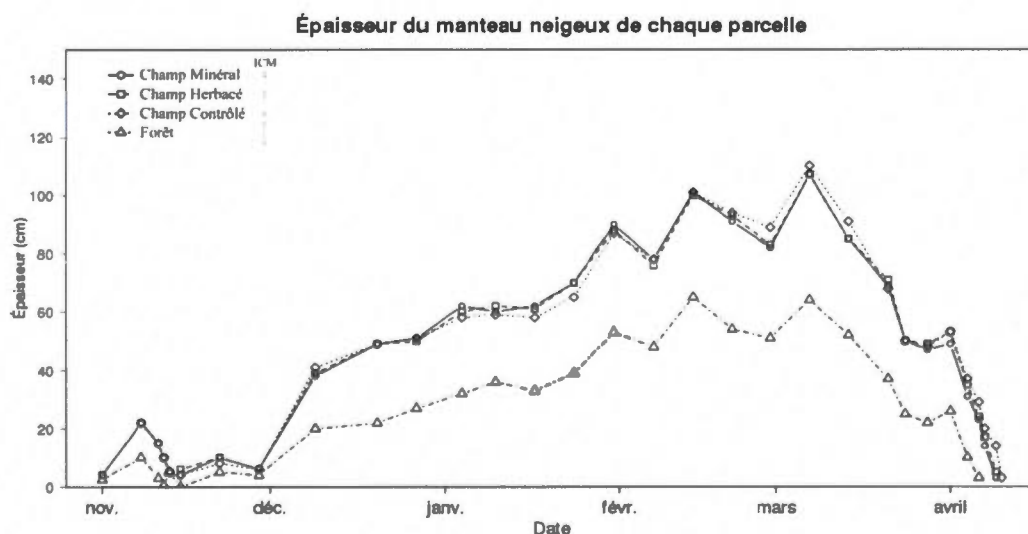


Figure 2.5 : Épaisseur du manteau neigeux (cm) lors de l'échantillonnage (hebdomadaire en période d'accumulation et aux 2-3 jours à la fonte) pour chaque parcelle; ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribué à chaque donnée

En forêt, le couvert est compact, peu stratifié et présente les densités les plus faibles (figure 2.4). La densité varie entre 0,08 et 0,40 ($s \pm 0,05$) kg m^{-3} avec une moyenne de 0,25 kg m^{-3} (tableau 2.4). Dans le champ, les différents événements de précipitation/redoux observables par des croûtes de neige/glace sont aussi visualisés dans les changements de densité de la neige. Ces couches ont pu être suivies au fil de la saison, ce qui a guidé l'échantillonnage de la neige pour ses propriétés chimiques (figure 1.6). La densité moyenne de la neige entre les parcelles du champ est la même ($\sim 0,28 \pm 0,05$ kg m^{-3} ; tableau 2.4). Au champ, la densité tout comme la T croît du sommet vers la base (figure 2.4). Elle croît également dans le temps pour l'ensemble des couches de neige et pour toutes les parcelles (figure 2.4). Cette observation, moins évidente, n'est pas autant marquée en forêt.

Tableau 2.4 : Statistiques descriptives de la densité moyenne (kg m^{-3}) et de l'équivalent en eau (mm) de la neige (EEN)

Parcelle	Neige							
	<i>n</i>		$\bar{X} \pm s$		Médiane		Max	
	Densité	EEN	Densité	EEN	Densité	EEN	Densité	EEN
Minéral	140	25	0,28 \pm 0,03	148 \pm 11	0,29	145	0,45	275
Herbacé	144	26	0,28 \pm 0,03	145 \pm 10	0,29	144	0,47	265
Contrôlé	144	25	0,28 \pm 0,03	157 \pm 11	0,29	145	0,49	306
Forêt	79	24	0,25 \pm 0,05	78 \pm 9	0,26	78	0,40	178

En considérant l'écart-type (s) des moyennes (\bar{X}) de l'EEN des trois parcelles au champ (148 \pm 11; 145 \pm 10; 157 \pm 11), aucune différence significative n'est notable entre les données (tableau 2.4). L'équivalent en eau moyen de la neige (EEN) est donc similaire pour ces parcelles (figure 2.6). Une croissance assez linéaire de l'EEN est observée du 20 décembre au 21 mars pour les parcelles du champ et jusqu'au 28

mars en forêt. Le taux de croissance calculé de l'EEN est $\sim 2,7$ et $\sim 1,7$ mm/jour respectivement pour les parcelles au champ et en forêt. Entre le 14 mars et le 11 avril, l'EEN plafonne avant de chuter brusquement en deux phases. La seconde phase (22 au 30 avril) est particulièrement intense, avec des taux de décroissance ~ 17 , ~ 21 , ~ 15 et ~ 11 mm/jour respectivement pour les parcelles Minéral, Herbacé, Contrôlé et Forêt. Ce patron temporel ressemble à celui de l'épaisseur de la neige, à la différence que la première phase de fonte a surtout densifié le couvert. En d'autres termes, on observe une forte diminution de l'épaisseur accompagnée d'une faible perte en eau de la colonne de neige.

L'interception de la neige par la végétation serait responsable de la variabilité importante entre l'épaisseur ou la densité de la neige en forêt et celles au champ (Pomeroy et Brun, 2001). Elle expliquerait ainsi l'écart important de l'EEN entre ces deux milieux. Les parcelles étant distantes de seulement ~ 50 mètres, on peut faire l'hypothèse qu'elles reçoivent la même quantité de neige. Cependant, la mesure de l'EEN au sol en forêt est la moitié de celle mesurée au champ (tableau 2.4). Donc, le sol de la parcelle forestière reçoit 50 % moins de précipitation en moyenne que les parcelles du champ. La rétention de la neige par les branches d'arbres et arbustes en forêt, dont le pourcentage de recouvrement par la canopée atteint 75 %, pourraient expliquer cette importante différence.

L'efficacité d'interception de la neige est proportionnelle à la capacité de stockage de la neige par la canopée. Selon Hedstrom et Pomeroy (1998), elle croît selon un indice de surface foliaire et des T de l'air qui décroissent. L'indice de surface foliaire est le rapport de la superficie du feuillage à la superficie du sol. Schmidt et Troendle (1992) suggèrent qu'environ 30 % de l'interception de la neige d'une forêt dense de conifères seraient perdus par sublimation. Pour la parcelle forestière d'une superficie de seulement $12,30 \text{ m}^2$, l'épaisseur et l'EEN varient de près de la moitié. Selon Pomeroy et Brun (2001), la sublimation, la redistribution par le vent, la fonte et la

décharge de la neige interceptée sont les principaux processus responsables de la forte variabilité des paramètres physiques de la neige en forêt. En somme, la forêt se distingue du champ par ses caractéristiques physiques. Ceci suggère des différences potentielles dans les processus biogéochimiques s'opérant dans le sol (Hardy *et al.*, 2001; Groffman *et al.*, 2001; Edwards *et al.*, 2007).

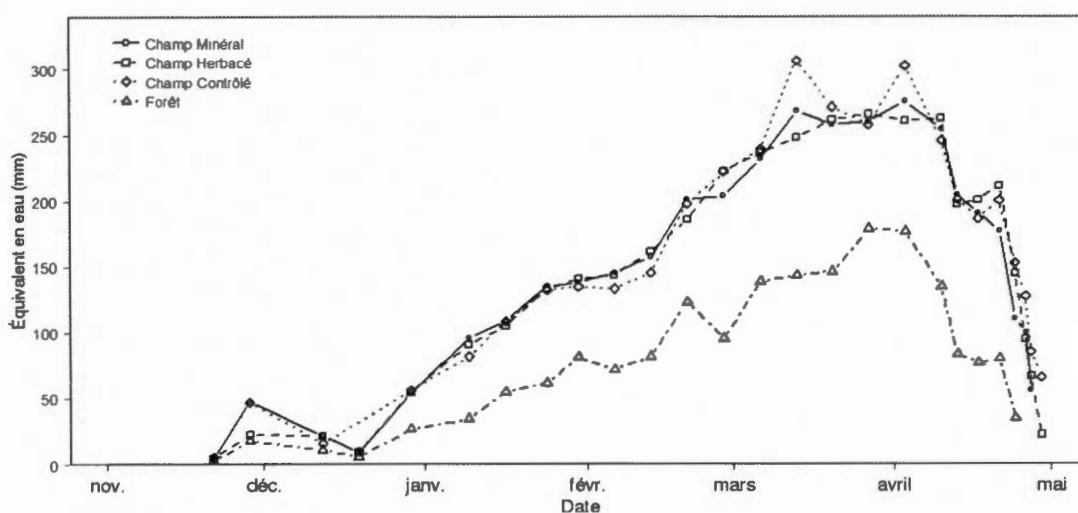


Figure 2.6 : Équivalent en eau du manteau neigeux (mm) de chaque journée d'échantillonnage pour chaque parcelle; l'ICM des parcelles Minéral (0,8), Herbacé (0,9), Contrôlé (0,5) et Forêt (1,0) est inférieur à la taille des points des courbes, donc les ICM ne sont pas visibles

2.2.2 Sources des substances chimiques dans le couvert nival

2.2.2.1 L'azote

Les concentrations d'ions ammonium (N-NH_4^+ ; mg L^{-1}) dans le manteau neigeux des trois parcelles au champ sont similaires (figure 2.7). Cette similarité est également observée pour les concentrations d'ions nitrites-nitrates (N-NO_{2+3}^- ; mg L^{-1} ; figure

2.8). Les tests statistiques effectués sur les comparaisons de moyennes n'indiquent aucune différence significative entre les couches de neige de ces trois parcelles (annexe A.8 et A.9). Dans le cas de la parcelle Contrôlé, le N-inorganique proviendrait uniquement de l'atmosphère.

Comme le couvert de neige des parcelles Minéral et Herbacé se caractérise par des concentrations similaires à la parcelle Contrôlé, on peut ainsi prétendre que leur contenu en N-inorganique est essentiellement atmosphérique. De ce fait, le N-inorganique de la neige au champ serait relativement indépendant de la nature du sol sous-jacent. Brooks et Williams (1999) mentionnent que 70 % du N-inorganique provenant de l'atmosphère par précipitations humides s'accumulerait dans le couvert de neige. Belke *et al.* (2002) ont mesuré des concentrations de N-NO_{2+3}^- dans le manteau neigeux en Alberta sous la limite de détection des instruments ($0,01 \text{ mg L}^{-1}$). Ces derniers mentionnent que la volatilisation d'une importante fraction du NH_4^+ dans l'atmosphère, lorsqu'il est employé comme engrais chimique, a lieu pendant et suivant son application. Il représente probablement une fraction considérable du NH_4^+ mesuré dans le manteau neigeux au cours de la saison étudiée.

Au début février, un événement de précipitation semble introduire une quantité importante de N-inorganique sous forme de N-NO_{2+3}^- dans le manteau neigeux de toutes les parcelles. Ces apports sont ensuite enfouis par d'autres précipitations de neige. Dans les parcelles au champ, les concentrations de N-NO_{2+3}^- passent de $\sim 0,2$ à $\sim 0,1 \text{ mg L}^{-1}$ jusqu'à la fin mars, tandis que celles de N-NH_4^+ se maintiennent autour de $\sim 0,07 \text{ mg L}^{-1}$ à la même période. Ces valeurs de N-NH_4^+ sont similaires à celles observées dans le manteau neigeux du Niwot Ridge (Colorado) par Bowman (1992) qui varient entre $0,15 \text{ mg L}^{-1}$ et la limite de détection et sont inférieures à celles mesurées par Belke *et al.* (2002) dans le Parc national du Mont-Riding au Manitoba (entre $0,159 \pm 0,089$ et $0,278 \pm 0,057 \text{ mg L}^{-1}$).

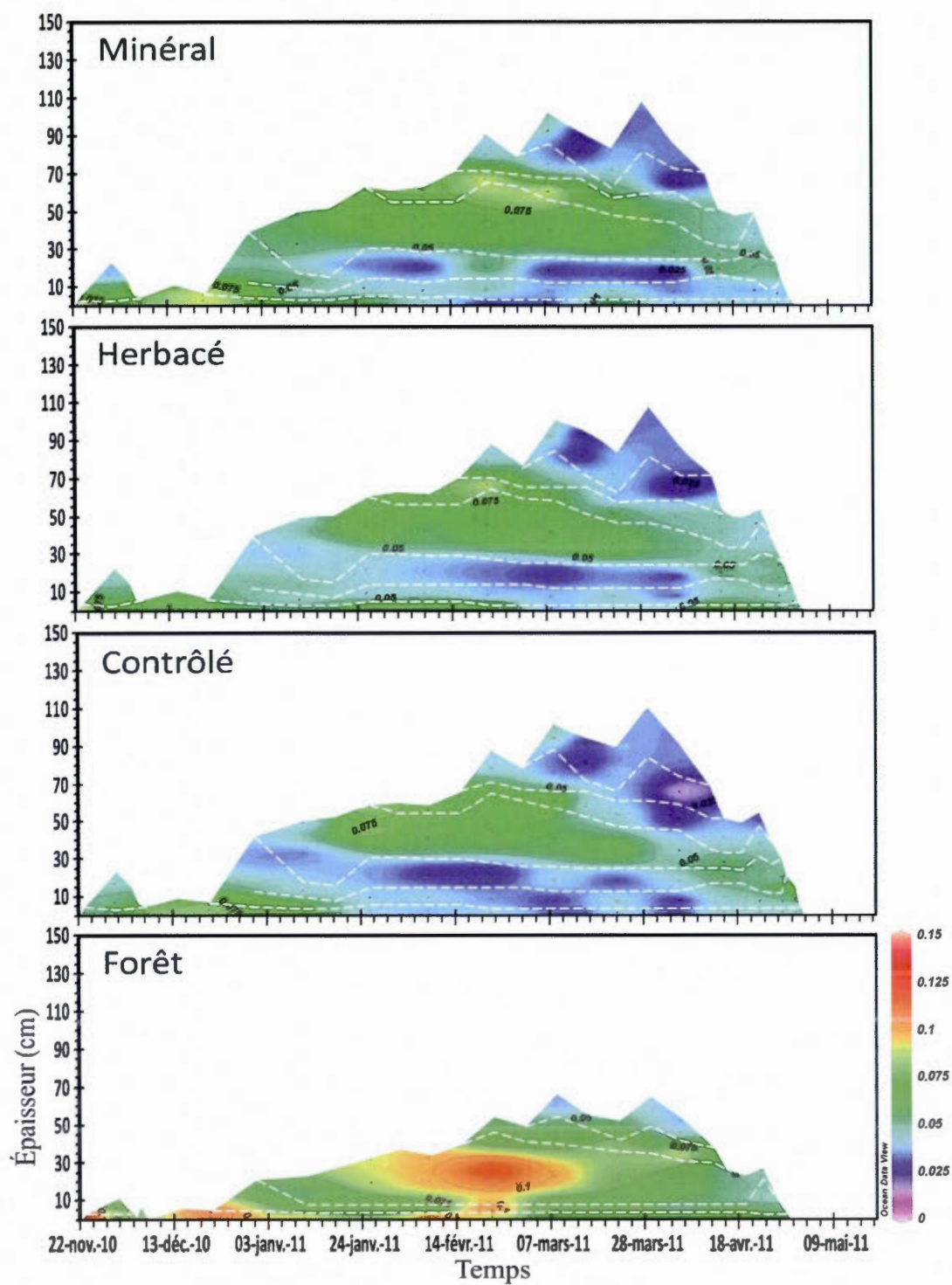


Figure 2.7 : Contenu en N-NH_4^+ de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : 0,003 mg L^{-1}

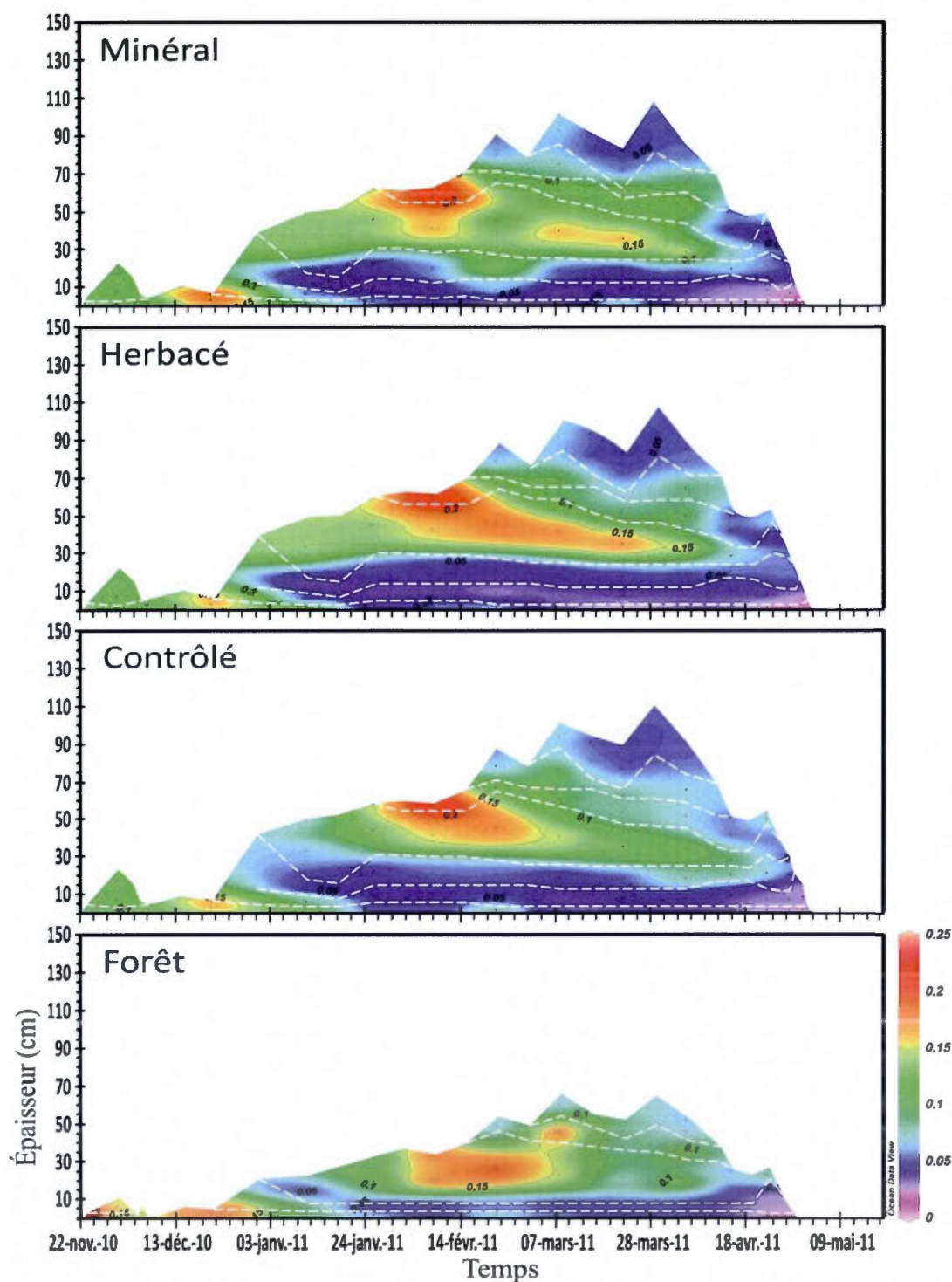


Figure 2.8 : Contenu en N-NO_{2+3} de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,0002 \text{ mg L}^{-1}$

Nomura *et al.* (2008) ont plutôt mesuré des concentrations plus fortes de N-NO_{2+3}^- dans la neige recouvrant la glace de mer au sud de la mer d'Okhotsk ($0,113 \pm 0,066 \text{ mg L}^{-1}$). Ils indiquent ainsi un fort apport de N-inorganique provenant de l'atmosphère par les précipitations neigeuses. Ils soulèvent également la possibilité d'une neige polluée venant de l'Asie. L'événement du 22 février pourrait être associé à une précipitation de neige riche en N-inorganique d'une masse d'air polluée. Bowman (1992) a même observé d'importantes différences de concentrations de N-NO_{2+3}^- dans le manteau neigeux du Niwot Ridge (Colorado) selon la provenance des vents. Par exemple, des concentrations de $0,015 \text{ mg L}^{-1}$ ont été mesurées dans des fronts d'ouest et de $0,249 \text{ mg L}^{-1}$ dans des tempêtes provenant de l'est.

La comparaison statistique des valeurs moyennes de N-NH_4^+ et de N-NO_{2+3}^- de la première couche de neige de chaque parcelle n'indique aucune différence significative. Ceci pourrait signifier que la litière forestière, tout comme les autres sols étudiés, ne libère pas de N-inorganique au manteau neigeux. Cependant, les concentrations des couches 2 et 3 ont été testées significativement différentes (P varie entre $\leq 0,01$ et $\leq 0,1$; annexes A.8), ce qui signifie que les concentrations de N-inorganique dans les couches 2 de neige sont différentes d'une parcelle à une autre. Le profil des concentrations de N-NO_{2+3}^- en forêt est très similaire à ceux au champ (figure 2.8), mais diffère pour le N-NH_4^+ . Ainsi, cette différence pourrait provenir de la forte solubilité de l'ion ammonium qui, une fois dissous, s'évapore en microgouttelettes. En fait, si une quantité significative de N-NH_4^+ est produite dans le manteau neigeux ou à l'interface neige-sol, ou même dans les premiers cm du sol, sa forte volatilité le redistribuerait au sein du manteau neigeux. La figure 2.7 montre en fait une distribution assez uniforme du N-NH_4^+ dans tout le manteau neigeux ainsi que dans le temps.

La moyenne (0,07) et l'étendue (0,03-0,15) des concentrations de N-NH_4^+ en forêt sont similaires à celles du champ (\bar{X} : ~0,05-0,07; étendue : ~0,02-0,11). Cependant,

le profil du N-NH_4^+ dans la neige en forêt diffère considérablement de ceux du champ, où une stratification des concentrations est marquée (figure 2.7). Ces différences pourraient s'expliquer par des apports observés de débris par la canopée. L'interception de la neige par la canopée occasionnerait un lessivage des nutriments présents sur la végétation. Jones (1987) a mesuré au sol à la fin de la saison hivernale une forte quantité de débris provenant de la canopée de la forêt boréale (lac Laflamme) atteignant $153,75 \pm 104,44 \text{ g m}^{-2}$. Ces résultats concordent avec ceux de l'étude de Jones *et al.* (1984 in Jones et Sochanska, 1985) sur le manteau neigeux d'une forêt de conifères au Québec. Jones (1987) mentionne que l'eau liquide dans la neige engendre un lessivage et un transport des composés ioniques associés aux débris organiques s'accumulant dans le manteau neigeux. Ce processus peut transporter des particules et mettre en solution des composés organiques et inorganiques pouvant être responsables des concentrations plus élevées en forêt (Jones et Sochanska, 1985; Jones, 1987). L'activité microbiologique de nature hétérotrophique pourrait également libérer le NH_4^+ attachés aux débris organiques de la végétation et le rendre disponible au lessivage par la neige (Jones et Sochanska). Le passage de la neige dans la canopée serait ainsi un vecteur de transfert du NH_4^+ vers le manteau neigeux. Enfin, Jones (1987) signale que la chute de débris organiques de la canopée n'est pas uniforme sur toute la surface du manteau neigeux. Ceci engendrerait une variabilité spatiale considérable de la biogéochimie du couvert nival forestier. La forte variabilité spatiale de l'épaisseur de neige (CV: 15 %) et de l'EEN (CV: 20 %) de la parcelle Forêt participerait également à la variabilité biogéochimique du manteau neigeux.

La quantité en eau liquide dans la neige devient plus importante en période de fonte (à compter du 7 mars), car la « couche chaude », ayant un contenu en eau plus élevé, occupe la quasi-totalité de la colonne de neige (figure 2.3). À cette période, les mouvements de l'eau dominant sont vers le bas par la force gravitationnelle. Contrairement au sol, l'uniformité relative et la taille grossière des grains de neige (2

à 4 mm) limitent l'ascension capillaire à quelques cm (DeWalle et Rango, 2008). L'ascension capillaire devient négligeable lorsque le contenu en eau liquide de la neige atteint 1 % par volume, c'est-à-dire $0,01 \text{ m}^3$ d'eau liquide par m^3 de neige (Langham, 1974).

En somme, la canopée n'alimenterait pas significativement la neige en N-NO_{2+3}^- , mais pourrait intervenir au même titre que la base du manteau neigeux dans son enrichissement en N-NH_4^+ . Une proportion considérable du N-NH_4^+ semblerait provenir de la dégradation par les bactéries et des débris de la canopée et semblerait influencée par la présence d'eau liquide. Ainsi, le N-NO_{2+3}^- dans la neige au champ et en forêt serait principalement d'origine atmosphérique. Les différences observées seraient le résultat de la modification des propriétés physiques du manteau nival par l'interception de la neige par la végétation.

Des différences notables de concentrations en NTD entre la neige au champ et en forêt indiquent une présence significative de NOD dans la neige en forêt (Figure 2.9). En forêt, les concentrations en NTD croissent du sommet ($\sim 0,1 \text{ mg L}^{-1}$) vers la base ($\sim 0,6 \text{ mg L}^{-1}$). À la base du manteau neigeux, elles varient entre 0,3 et $0,8 \text{ mg L}^{-1}$ tandis qu'elles sont inférieures à $0,2 \text{ mg L}^{-1}$ pour les parcelles Minéral et Contrôlé. La différence entre ces valeurs est plus importante que la variabilité spatiale mesurée (CV : 34 %), ce qui valide que ces parcelles ont des concentrations de NTD significativement différentes.

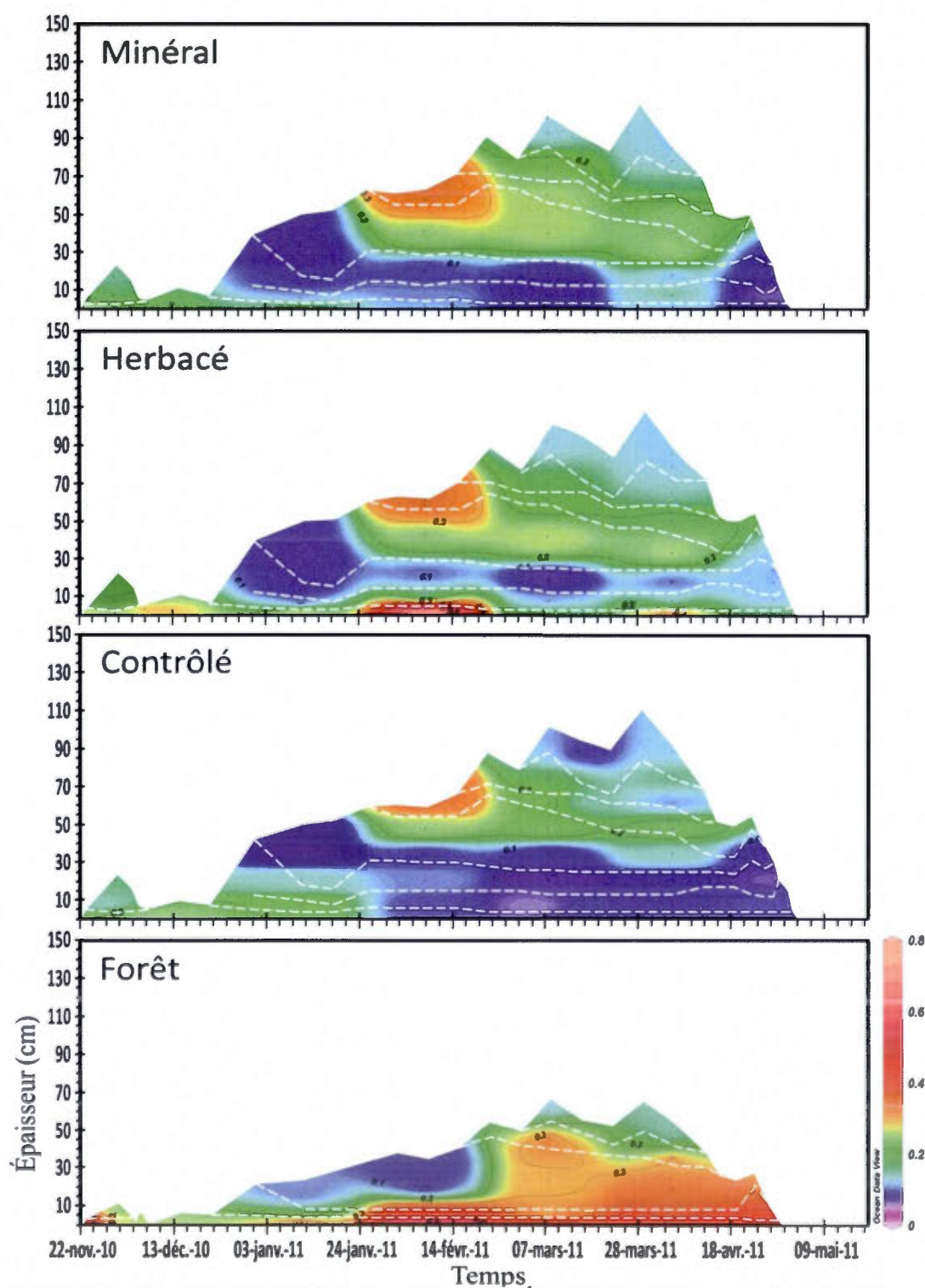


Figure 2.9 : Contenu en NTD de la neige (mg L⁻¹) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : 0,012 mg L⁻¹

Sur neuf années de suivi du manteau neigeux alpin du bassin versant du Lac Green 4 dans les montagnes Rocheuses (Colorado), Mladenov *et al.* (2012) ont mesuré des concentrations moyennes de NTD de $0,47 \pm 0,11 \text{ mg L}^{-1}$ et $0,31 \pm 0,04 \text{ mg L}^{-1}$. Ces valeurs se rapprochent de celles des couches au centre du manteau neigeux du champ, mais surtout de celles en forêt. La première couche de neige de la parcelle Herbacé a plutôt des valeurs similaires à celles en forêt. Cependant, les autres couches de neige ressemblent fortement à celles des autres parcelles au champ.

Les différences significatives entre le NTD et le N-inorganique à la base du manteau neigeux correspondent à l'azote organique dissous (NOD). Les concentrations à la base du manteau neigeux des parcelles Herbacé et Forêt atteignent $\sim 0,5 \text{ mg NOD L}^{-1}$ tandis qu'elles sont pratiquement nulles sur le reste de la colonne de neige. Ces valeurs sont nettement inférieures à celles observées par Clément *et al.* (2011) ($0,00$ à $2,35 \text{ mg NOD L}^{-1}$). Ces auteurs n'ont cependant mesuré que la valeur moyenne du manteau neigeux, ce qui ne permet pas, contrairement à notre étude, à connaître la résolution et variabilité verticales des concentrations en NOD de la neige. Les valeurs mesurées à la base du manteau neigeux des parcelles Herbacé et Forêt sont cependant comparables à celles mesurées dans divers environnements. Par exemple, dans l'eau de sol forestier, Petrone *et al.* (2007), en Suède, et Currie *et al.* (1996), au Maryland (États-Unis), ont mesuré des concentrations variant de $0,15$ à $0,5 \text{ mg L}^{-1}$. Inamdar *et al.* (2012) ont mesuré des valeurs similaires comprises entre $0,30$ et $0,37 \text{ mg L}^{-1}$ (eaux souterraines peu profondes, de milieux humides, de précipitations au sol) et plus faibles, comprises entre $0,12$ et $0,14 \text{ mg L}^{-1}$ (eaux de ruisseaux, de sources, riveraines, hyporhéiques, souterraines profondes). Ces valeurs se rapprochent de celles mesurées par Fellman *et al.* (2010) dans les rivières d'Alaska ($0,016$ à $0,131 \text{ mg L}^{-1}$). Lobbes *et al.* (2000) ont mesuré des valeurs dans une fourchette similaire ($0,09$ à $0,25 \text{ mg L}^{-1}$) avec une moyenne de $0,16 \pm 0,05 \text{ mg L}^{-1}$ pour les eaux de rivières se jetant dans l'océan Arctique. Dans des ruisseaux forestiers, ils ont observé des valeurs minimales de $\sim 0,15 \text{ mg L}^{-1}$ en période d'accumulation de neige et maximales de $\sim 0,81 \text{ mg L}^{-1}$ en

période de crue. En milieux humides, ils ont plutôt mesuré des valeurs minimales de $\sim 0,42 \text{ mg L}^{-1}$ en période d'accumulation et maximales de $\sim 0,64 \text{ mg L}^{-1}$ en période de crue. Dans des ruisseaux arctiques s'écoulant sur le pergélisol continu et discontinu, McLeod (2008) ont mesuré des concentrations de NOD de 0,099 à $0,71 \text{ mg L}^{-1}$. Finalement, Currie *et al.* (1996) ont observé les plus fortes valeurs dans les précipitations au sol d'un peuplement de pins rouges et de feuillus ($1,1 \pm 0,26 \text{ mg L}^{-1}$). Ainsi, les concentrations de NOD à la base du manteau des parcelles Herbacé et Forêt sont comparables à celles mesurées dans les eaux du sol et sont en général plus fortes que celles des eaux aquatiques.

Le sol de la parcelle Herbacé et Forêt semble alimenter significativement en NOD la première couche de neige pour deux raisons : 1) les patrons du N-inorganique et de NTD diffèrent; 2) les différences significatives entre les concentrations de NTD et de N-inorganique sont localisées à la base du manteau neigeux et 3) les concentrations de N-inorganique dans la neige sont indépendantes du type de sol sous-jacent. L'hypothèse de minéralisation du N-organique de la neige par les bactéries peut être avancée, mais aucune étude, à notre connaissance, n'a considéré cette possibilité. Si une minéralisation significative du N-organique avait lieu, le N-inorganique des couches basales différerait entre les parcelles du champ, ce qui n'est pas le cas. Le manteau forestier est également alimenté de façon significative par le sol, mais statistiquement perceptible dans les données que sur la première couche (annexe A.8). En fait, pour les couches de neige supérieures de cette parcelle, le fort apport de la canopée masquerait l'influence du sol, si elle existait, au-delà de la première couche de neige.

2.2.2.2 Le phosphore

Le phosphore inorganique (P-PO_4^{3-} ; mg L^{-1}) et le phosphore total dissous (PTD; mg L^{-1}) mesurés dans le manteau neigeux des parcelles au champ sont à la limite de la détection des instruments. Le P est donc considéré négligeable dans le manteau neigeux du champ. Barica et Armstrong (1971) et Nomura *et al.* (2008) ont également mesuré des concentrations de P-PO_4^{3-} à la limite de détection dans un manteau neigeux recouvrant respectivement un lac, au nord de Kenora (Ontario) et la mer d'Okhotsk. Les valeurs si faibles indiqueraient une quasi absence de P sous forme inorganique dans l'atmosphère ou une absence de minéralisation du P organique dans la neige.

Les concentrations moyennes de P-PO_4^{3-} des deux premières couches de neige en forêt varient de $\sim 0,025$ à $\sim 0,110 \text{ mg L}^{-1}$ (étendue de NS à 0,150), avec un ICM de $0,005 \text{ mg L}^{-1}$ (figure 2.10). Ceci signifie que les valeurs de concentrations sont plus importantes que la variabilité spatiale observée ($0,005 \text{ mg L}^{-1}$). Belke *et al.* (2002) ont mesuré des concentrations de P-PO_4^{3-} aussi fortes que $0,191 \pm 0,130 \text{ mg L}^{-1}$ dans un manteau neigeux du Parc national du Mont-Riding (Manitoba). Ces valeurs demeurent toutefois nettement plus élevées que les moyennes mesurées dans les deux premières couches de neige du manteau neigeux de la parcelle forestière. La litière forestière aurait ainsi une influence sur les deux premières couches de neige, donc limitée aux 12-15 premiers cm de neige. Les couches au centre du manteau neigeux en forêt ont des valeurs à la limite de détection. À partir du 7 mars, des concentrations de P-PO_4^{3-} dépassant $0,021 \text{ mg L}^{-1}$ sont observées au centre du couvert nival forestier. Jusqu'à la fin de la période de fonte, les valeurs pour cette couche oscillent entre $0,005$ et $0,012 \text{ mg L}^{-1}$ (ICM : $0,003 \text{ mg L}^{-1}$). Cet apport de P-PO_4^{3-} ne s'observe pas dans le manteau neigeux au champ, ce qui suggère un apport faible, moins significatif, de la canopée. Ainsi, le manteau neigeux en forêt aurait une seconde

source de P-PO_4^{3-} , la première étant le sol. La contribution de la canopée pourrait s'expliquer par les mêmes raisons décrites pour le NH_4^+ .

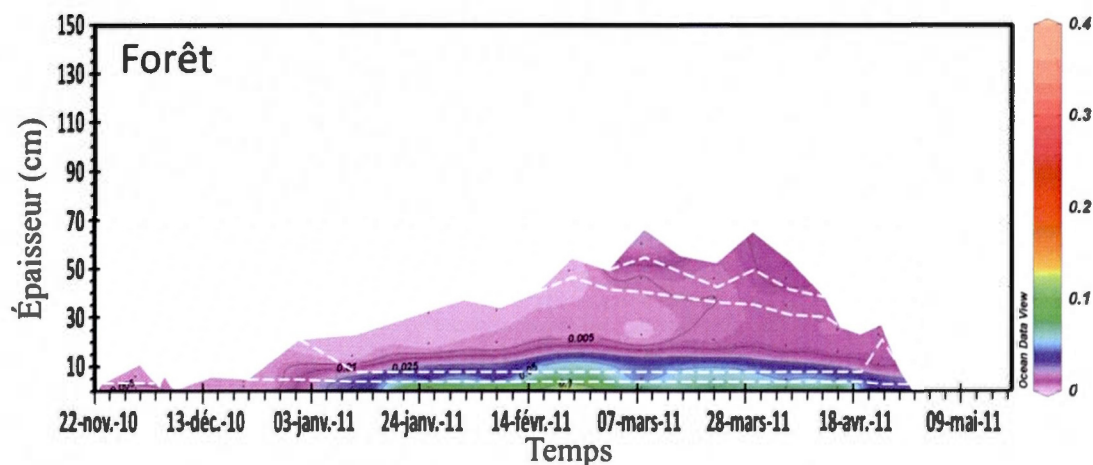


Figure 2.10 : Contenu en P-PO_4^{3-} de la neige (mg L^{-1}) en forêt; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées; limite de détection $0,0006 \text{ mg L}^{-1}$

Les deux couches basales contiennent la majeure fraction du P-PO_4^{3-} mesuré dans la neige en forêt. Le P inorganique représente jusqu'à environ le tiers du P total dissous présent dans le manteau neigeux. Les deux tiers restant sont sous forme organique, Murphy (1974) a observé un ratio similaire, mais dans la neige précipitant en pleine ville de Chicago (États-Unis), près du lac Michigan.

Les concentrations de PTD dans le manteau neigeux forestier ont une forte variabilité verticale et temporelle (figure 2.11). Jones et Sochanska (1985) ont également observé une forte variabilité spatiale des concentrations de P dans le manteau neigeux, surtout en forêt. Les valeurs au centre et au sommet du manteau neigeux de la parcelle Forêt varient de nulle à $0,12 \text{ mg L}^{-1}$. À la base, elles sont aux limites de détections ($0,03 \text{ mg L}^{-1}$) vers la fin novembre et croissent progressivement pour

atteindre $0,39 \text{ mg L}^{-1}$ en fin de saison. Mladenov *et al.* (2012) ont mesuré dans un manteau neigeux des montagnes Rocheuses (Colorado) des concentrations de PTD nettement supérieures ($4,5 \pm 1,5 \text{ mg L}^{-1}$). Le CV plafonne à 100 % à la base (tableau 2.2). Les concentrations en PTD des couches supérieures du manteau neigeux forestier (CV = 26 %) sont significatives et plus élevées que celles au champ, ce qui témoigne d'un apport de PTD de la canopée qualifié non négligeable, mais relativement faible. Comme le P-PO_4^{3-} , le manteau neigeux en forêt aurait une seconde source de PTD, la première étant le sol.

En somme, le P est distribué dans la neige avec une forte variabilité, considérant les incertitudes de mesures et la variabilité spatiale importante, et selon des patrons différents du N. Ces résultats doivent être interprétés avec précautions. La contribution atmosphérique de P au manteau neigeux serait nulle. De plus, le manteau neigeux serait sensible au P-inorganique présent dans la litière forestière. Finalement, comme le NH_4^+ , une source faible, mais significative, de P proviendrait des débris de la canopée.

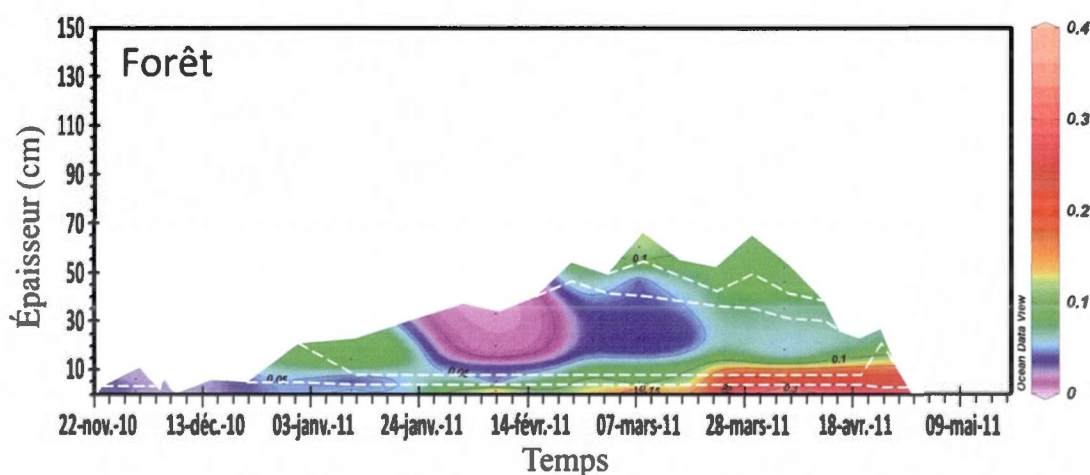


Figure 2.11 : Contenu en PTD de la neige (mg L^{-1}) en forêt; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées; limite de détection : $0,03 \text{ mg L}^{-1}$

2.2.2.3 Le carbone

Les concentrations du carbone organique dissous (COD; mg L^{-1}) dans la neige des parcelles Minéral et Contrôlé sont très similaires (figure 2.12). La comparaison statistique de la moyenne des couches entre les parcelles n'indique aucune différence significative. Ainsi, comme pour N et P, le COD de la parcelle Minéral serait essentiellement d'origine atmosphérique. La concentration en COD de ces parcelles est relativement faible ($\sim 0,4 \text{ mg L}^{-1}$) et a un coefficient de variation spatiale moyen (20-44 %; tableau 2.2). Cette valeur ressemble à celles mesurées par Mladenov *et al.* (2012) ($0,54 \pm 0,19 \text{ mg L}^{-1}$) dans la neige des Rocheuses et par Grannas *et al.* (2004) dans le manteau neigeux en Arctique et au Groenland ($0,18$ à $0,57 \text{ mg L}^{-1}$). Aussi, les concentrations des parcelles Minéral et Contrôlé varient peu saisonnièrement. La plus faible volatilité du C, comparée à celle du N-NH_4^+ , pourrait expliquer cette stabilité. Ceci semble également montrer la différence de comportements entre les fractions inorganiques et organiques des composés dans la neige.

Les concentrations de la couche 1 et 2 de neige de la parcelle Herbacé, variant de $\sim 0,5$ à $\sim 4 \text{ mg L}^{-1}$, dépassent largement celles des autres parcelles au champ. Ces valeurs sont plus importantes que la variabilité spatiale décrite à la section 2.1.2.4. Ceci signifie que le sol herbacé serait le seul à modifier le contenu en COD du manteau neigeux au champ. Cette influence serait toutefois limitée à ces deux couches de neige. Ainsi, le COD présent sur le reste du manteau neigeux de la parcelle Herbacé serait principalement atmosphérique. D'ailleurs, comme pour le N-inorganique, l'événement de précipitation du début février a aussi introduit des quantités considérables de COD dans le sommet du manteau neigeux des parcelles au champ ($\sim 0,7 \text{ mg L}^{-1}$). Au même moment, les valeurs de COD mesurées sont les plus faibles dans le manteau neigeux forestier ($\sim 0,2 \text{ mg L}^{-1}$). Cet apport de COD atmosphérique à la neige est probablement de source très locale, car le poids moyens

des molécules organiques composant le COD est plus important que celui des composés inorganiques (Mladenov *et al.*, 2012). De plus, Mladenov *et al.* (2012) ont constaté que le poids moléculaire du COD d'origine atmosphérique mesuré dans la neige est plus élevé pendant l'automne et l'hiver contrairement aux autres saisons. Ceci limite ainsi sa volatilité et sa distance de transport, contrairement aux ions inorganiques qui ont une forte solubilité dans l'eau qui leur permet un transport par les aérosols. Les propriétés d'absorption de la MODC mesuré à Mont-Lebel corrobore ces résultats, suggérant que le poids moyen de molécules organiques provenant de l'atmosphère est très faible (section 2.2.2.4.2).

En forêt, la variabilité et les concentrations de COD dans la neige sont nettement plus importantes (figure 2.12). Les valeurs moyennes ($\sim 2,2 \text{ mg L}^{-1}$) sont cinq fois plus élevées que celles au champ. Elles sont similaires aux concentrations mesurées par Voisin *et al.* (2012) dans un manteau neigeux en Alaska ($0,025$ à $3,3 \text{ mg L}^{-1}$). Ces valeurs ressemblent également à celles mesurées dans les rivières drainant le sud de l'Alaska ($0,9$ à 4 mg C L^{-1} ; Fellman *et al.*, 2010) et à celles de la Petite rivière Neigette (Rimouski, Québec) avant la période de crue du printemps 2009, soit $2,7 \text{ mg L}^{-1}$ (Fecteau, 2010). Dans cette rivière qui est située à moins de 100 m du site d'étude, les concentrations de COD augmentent considérablement au pic de crue atteignant $3,9 \text{ mg L}^{-1}$.

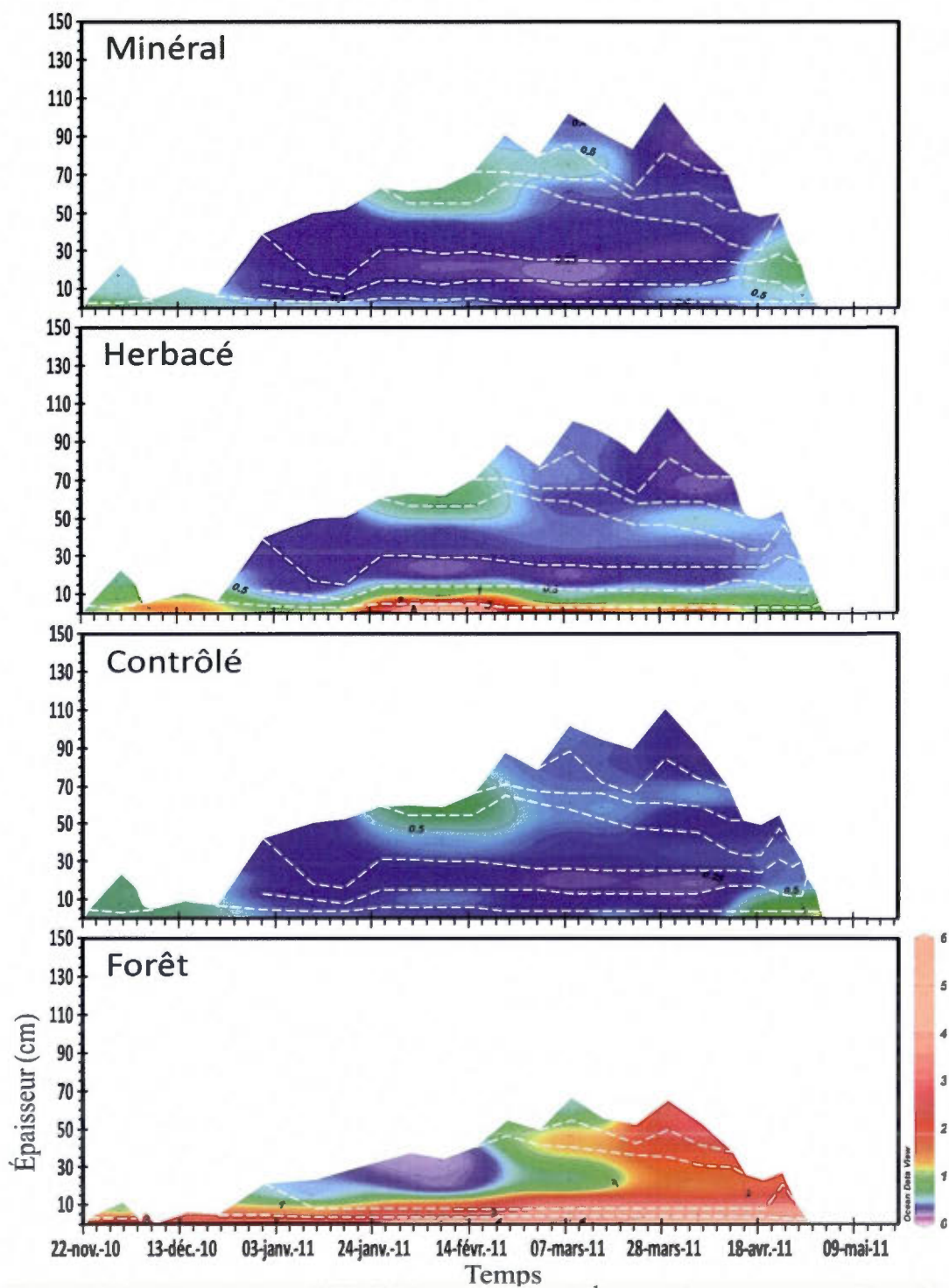


Figure 2.12 : Contenu en COD de la neige (mg L^{-1}) pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : $0,05 \text{ mg L}^{-1}$

Les concentrations sont cependant nettement plus élevées dans la couche basale de la neige en forêt. Elles atteignent plus de 6 mg L^{-1} . Même les valeurs minimales atteintes ($\sim 1,8 \text{ mg L}^{-1}$) dépassent largement les valeurs moyennes au champ. Les concentrations croissent temporellement et de la base jusqu'au sommet du manteau. Cette croissance est également observée dans la litière forestière (figure 2.13). Les concentrations moyennes en COD provenant de la matière organique extractible à l'eau (MOEE) (mg par g de sol sec) dans la litière ($\sim 0,8 \text{ mg par g de sol sec}$) sont d'ailleurs de ~ 5 à ~ 13 fois supérieures aux couches superficielles de sol des autres parcelles (figure 2.13). Le CV spatiale pour le sol est de 24 %. Donc, les différences observées entre les parcelles sont plus importantes que la variabilité spatiale. Ces résultats indiquent que le contenu en COD mobilisable de la litière forestière serait significativement plus élevé que celui du sol au champ. Ceci pourrait expliquer les concentrations plus fortes de la première couche de neige en forêt.

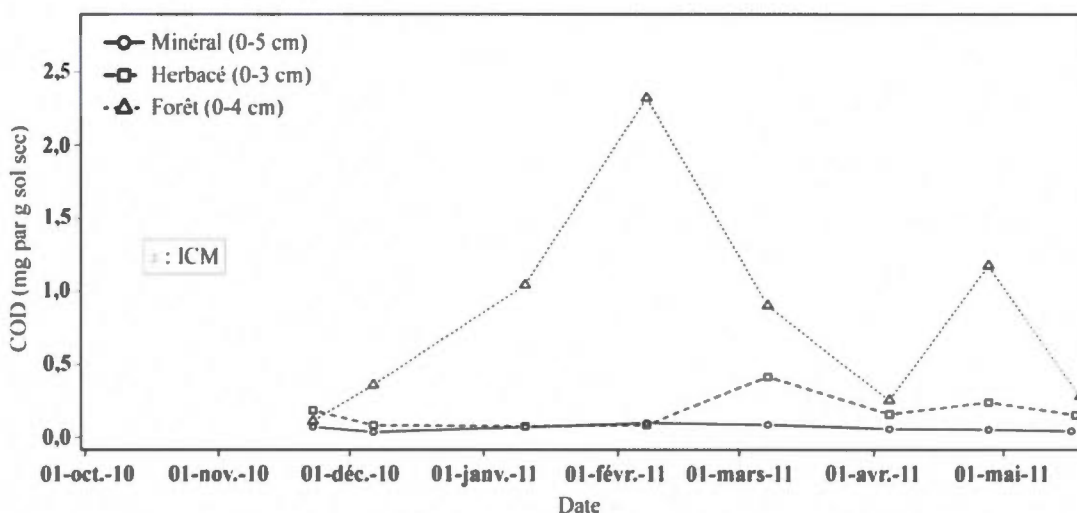


Figure 2.13 : Contenu en COD provenant de la MO extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol (mg par g de sol sec) des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt

Note : ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribuée à chaque donnée

Cette disponibilité en matière organique pourrait être liée à la présence d'une litière facilement dégradable sous le couvert végétal de la forêt. Les événements gel/dégels, par exemple, favorisent habituellement mobilisation du COD (Lundquist *et al.*, 1999). Comme le sol forestier a subi plus d'importantes variations de température que les autres sols étudiés, la MO de la litière forestière serait potentiellement plus mobilisable.

La distribution et l'évolution des concentrations de COD dans le manteau neigeux en forêt semblent affectées par la T de la neige (figure 2.3 et 2.12). En fait, la hausse des concentrations de COD au cours de l'hiver semble se faire simultanément avec la hausse des températures. La présence d'une « couche chaude » implique de l'eau liquide qui peut solubiliser et lessiver la MO des débris de la canopée. Cette couche active prend de l'importance au cours de la saison et s'accroît à la fonte, ce qui pourrait expliquer la hausse des concentrations de COD dans le manteau à partir du début du printemps.

En somme, la forêt se distingue des parcelles du champ par des patrons de COD différents et aux concentrations significativement plus importantes. Au champ, les valeurs sont similaires à partir d'une dizaine de cm au-dessus du sol jusqu'au sommet du manteau neigeux. Le COD présent dans cette zone serait essentiellement d'origine atmosphérique et les apports seraient faibles. La base du manteau neigeux de la parcelle Herbacé est plutôt enrichie par le sol. La litière forestière semblerait également être une source de COD pour la neige au cours de l'hiver. La contribution de la litière semblerait croître au fil de la saison. En forêt, la signature atmosphérique serait masquée par les apports remarquables de la canopée. L'utilisation de paramètres optiques pour analyser la nature de la MOD devrait permettre de mieux connaître sa structure et de déterminer l'origine des apports dans la neige. Il semble ainsi y avoir deux principaux processus d'enrichissement de COD dans la neige : la litière forestière et la canopée.

2.2.2.4 Propriétés optiques de la matière organique dissoute (MOD)

Les paramètres optiques tels l'absorption et la fluorescence de la MOD sont présentés dans la prochaine section. Ces mesures optiques quantifient et informent sur le contenu, l'origine de la MOD ainsi que sur les différents groupements chimiques la composant. Ces analyses permettent de répondre à l'objectif spécifique 3 qui est de discriminer les apports de MOD du sol de ceux provenant de l'atmosphère. L'analyse spectrale de l'absorption de la MODC informent aussi sur la masse et la taille moléculaires de la matière organique dissoute colorée MODC présente (Helms *et al.*, 2008).

2.2.2.4.1 Coefficient d'absorption à 254 nm

Le coefficient d'absorption de la MODC à 254 nm (a_{254}) peut informer sur la concentration de la fraction colorée de la MOD. Plus les valeurs sont fortes, plus l'échantillon est concentré. La variabilité de a_{254} devrait ressembler à celle du COD. Il est représenté pour le sol et pour toute la colonne de neige, dans le temps et pour chaque parcelle à la figure 2.14. En fait, les valeurs sont très faibles dans le manteau neigeux des parcelles Minéral et Contrôlé ($<1,5 \text{ m}^{-1}$). Elles varient peu dans le temps. Les couches du centre et du sommet de la parcelle Herbacé sont très similaires aux autres parcelles du champ. Quant aux deux premières couches de neige de cette parcelle, elles diffèrent fortement par leurs fortes valeurs de a_{254} (~ 1 à $\sim 30 \text{ m}^{-1}$). Ces valeurs d'absorption à la base du manteau neigeux sont comparables aux observations dans les eaux estuariennes ($6,7$ à $10,1 \text{ m}^{-1}$; Helms *et al.*, 2008) et les eaux souterraines profondes et peu profondes ($3,2$ à 22 m^{-1} ; Inamdar *et al.*, 2012).

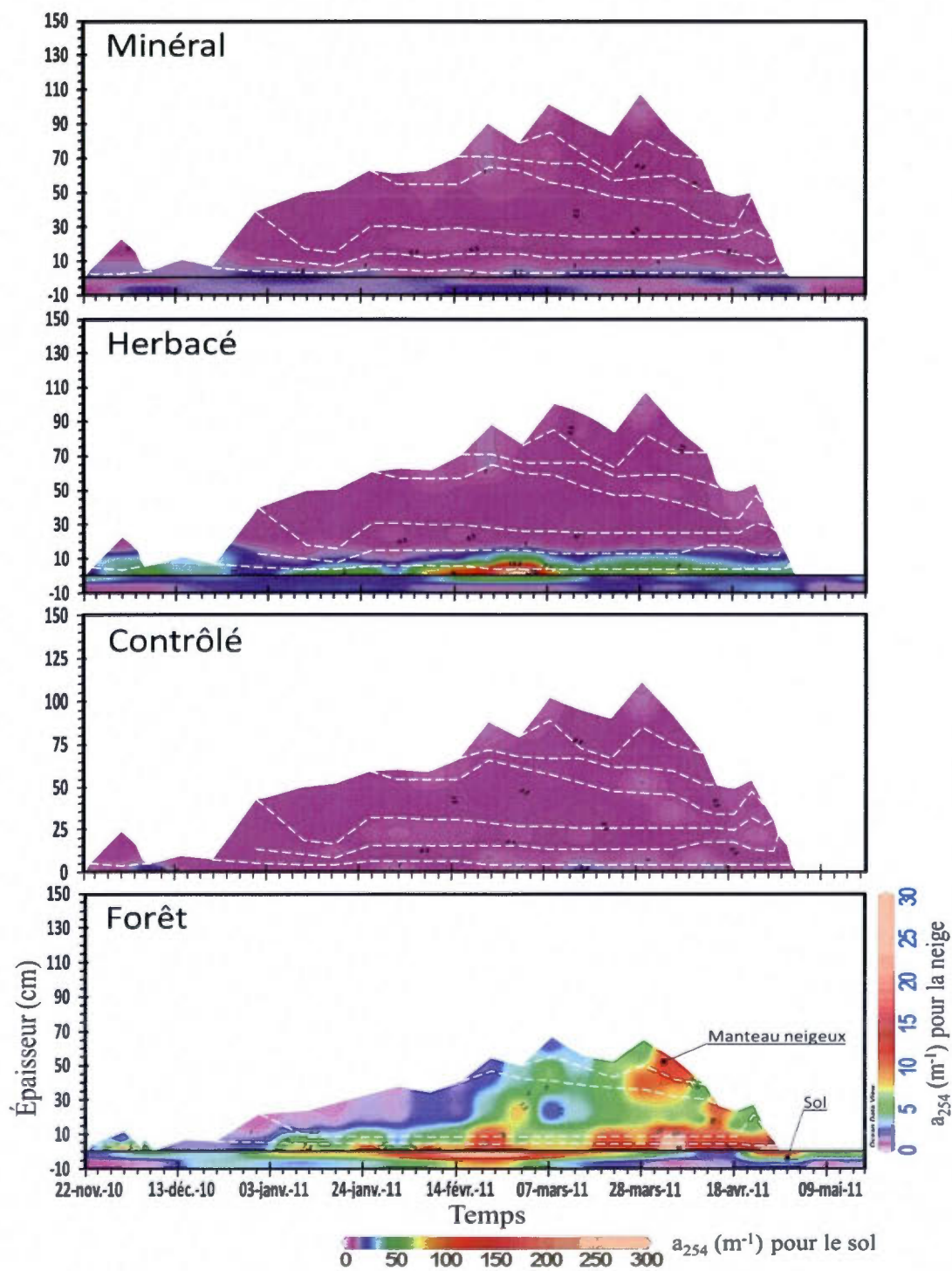


Figure 2.14 : Coefficient d'absorption à 254 nm (m^{-1}) de la MODC de la neige et du sol pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

Un pic de a_{254} ($\sim 30 \text{ m}^{-1}$) apparaît au début mars à la base du manteau neigeux de la parcelle Herbacé. Ce pic coïncide d'ailleurs avec un pic de a_{254} observé dans le sol à pareille date ($\sim 50 \text{ m}^{-1}$). Cette valeur est similaire à celle obtenue par Inamdar *et al.* (2012) dans les milieux humides (40 m^{-1}). Finalement, le a_{254} en forêt montre des concentrations en MOD bien plus importantes, autant pour la neige que pour le sol. Vers la fin de la saison, par exemple, les valeurs dans la neige en forêt excèdent d'un ordre de grandeur celles au champ. La forte présence de débris de la canopée, pouvant libérer des quantités significatives de MOD, pourrait expliquer la dissimilitude des valeurs d'absorption entre ces deux milieux.

En forêt, les valeurs croissent du sommet ($< 1 \text{ m}^{-1}$) vers la base du manteau ($\sim 7,5 \text{ m}^{-1}$) et du début de la saison ($\sim 2 \text{ m}^{-1}$) jusqu'au début avril ($\sim 25 \text{ m}^{-1}$). À la base du manteau neigeux, deux pics d'intensité apparaissent. Un premier pic ($\sim 15 \text{ m}^{-1}$), le 21 février, et un second ($\sim 20 \text{ m}^{-1}$), le 27 avril. Ils correspondent à deux pics de a_{254} du sol, respectivement de ~ 200 et $\sim 120 \text{ m}^{-1}$. Le a_{254} dans le sol croît du début de la saison ($> 20 \text{ m}^{-1}$) jusqu'au pic du 21 février, puis décroît jusqu'au pic du 27 avril, marquant les derniers jours de neige au sol. Helms *et al.* (2008) ont observé des valeurs de a_{254} s'y rapprochant ($34,5$ à $148,9 \text{ m}^{-1}$), mais à partir d'échantillons d'eau de l'estuaire de la rivière Elizabeth. Ils ont également observé des valeurs a_{254} excédant 900 m^{-1} dans le grand marais de Dismal (Virginie et Caroline du Nord). Ces valeurs sont plus de trois fois celles observées dans les parcelles du sol étudié (figure 2.14). Inamdar *et al.* (2012) ont mesuré des valeurs de a_{254} légèrement plus élevées dans le lessivat de litière (391 m^{-1}) d'une forêt du Maryland. Les concentrations de COD dans la neige semblent être plus élevées là où le a_{254} semble être plus important. L'absorption par la MODC a effectivement une étroite relation avec les concentrations de COD (Weishaar *et al.*, 2003).

2.2.2.4.2 Absorbance spécifique des ultraviolets à 254 nm et ratio de la pente spectrale

Les travaux de Weishaar *et al.* (2003) ont montré que l'aromaticité de la MOD est corrélée à l'absorbance spécifique des ultraviolets ($SUVA_{254}$), c'est-à-dire la mesure de l'absorbance à la longueur d'onde de 254 nm normalisée par la concentration en COD. Plus le $SUVA_{254}$ est élevé, plus la MOD serait aromatique. Le calcul du $SUVA_{254}$, utilisé pour évaluer l'aromaticité du COD, fournit l'absorptivité molaire moyenne du COD à 254 nm (Weishaar *et al.*, 2003). Le $SUVA_{254}$ est exprimé en $L\ mg\ C^{-1}\ m^{-1}$.

Le $SUVA_{254}$ des trois parcelles ont champ ont des profils similaires (figure 2.15). Le $SUVA_{254}$ ($L\ mg\ C^{-1}\ m^{-1}$) varie de $\sim 0,2$ à $\sim 1,0$ au centre et au sommet et de $\sim 0,75$ à $\sim 2,5$ à la base du manteau neigeux. Les fortes valeurs à la base du manteau neigeux (couche 1 et 2) sont particulièrement évidentes à partir de la fin février pour la parcelle Herbacé et sont maintenues aussi fortes jusqu'à la disparition complète de la neige. Ces résultats montrent que le COD dans la neige de la parcelle Herbacé se comporte différemment des autres parcelles au champ.

Les valeurs du $SUVA_{254}$ de la parcelle en forêt sont près du double ($\max = 5,0 \pm 0,6$; $\bar{X} = 1,8 \pm 0,6\ L\ mg\ C^{-1}\ m^{-1}$) de celle au champ ($\bar{X} = 1,0 \pm 0,4\ L\ mg\ C^{-1}\ m^{-1}$). Un peu après la mi-mars, les valeurs de $SUVA_{254}$ en forêt doublent, deviennent pratiquement uniformes et sont maintenues constantes sur toute la colonne de neige, tout comme les valeurs de COD (figure 2.12) et de température de la neige (figure 2.3). Malgré la proximité entre la parcelle en forêt et celles au champ ($\sim 50\ m$), les valeurs et les patrons de $SUVA_{254}$ diffèrent remarquablement. Les différences sont déjà bien marquées pour les coefficients d'absorption et les concentrations de COD entre ces deux milieux (figure 2.15).

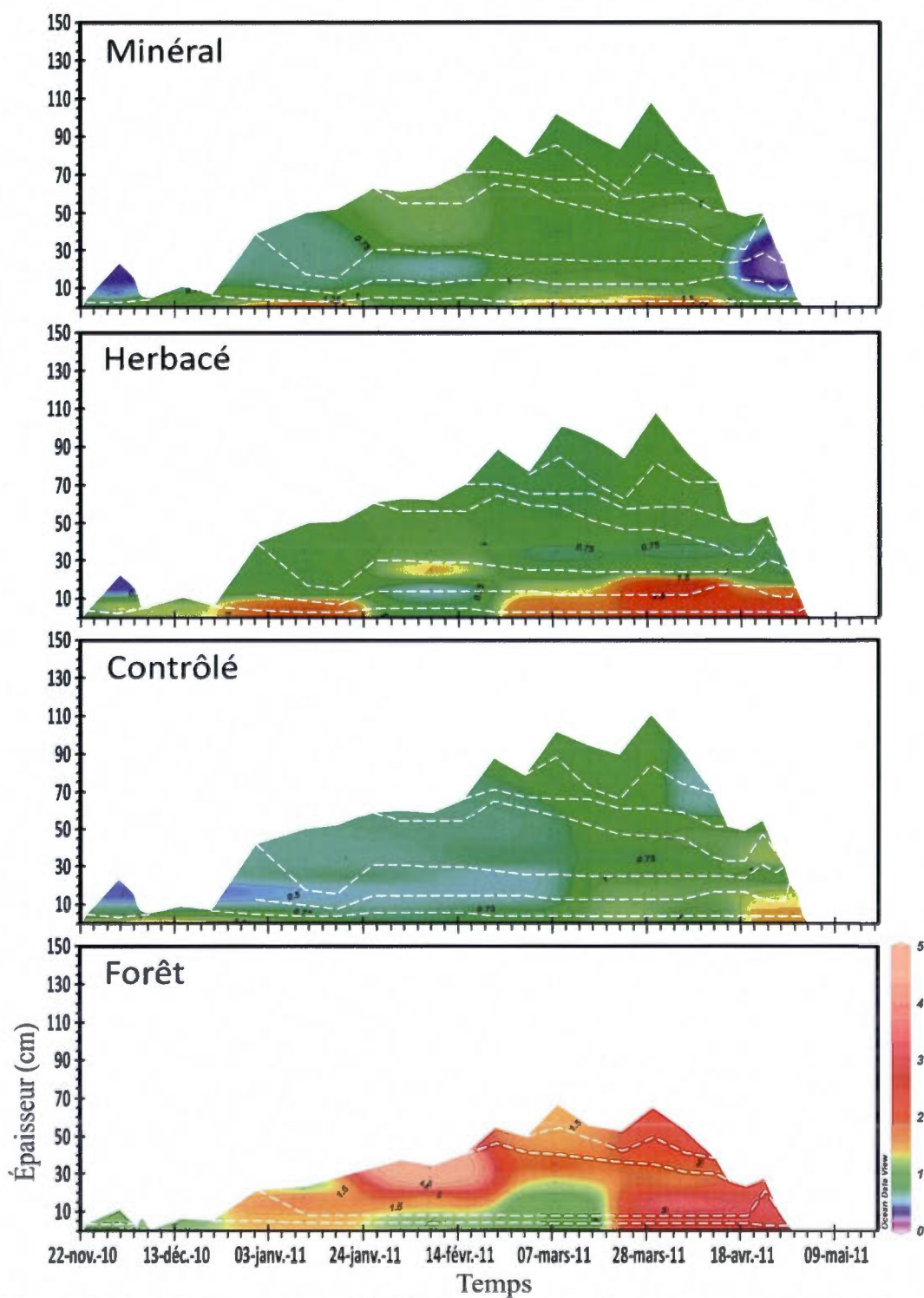


Figure 2.15 : SUVA₂₅₄ de la MOD de la neige pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées

Comme une valeur de $SUVA_{254}$ plus élevée indique un plus haut contenu en C aromatique (Fu *et al.*, 2006; Weishaar *et al.*, 2003), la neige en forêt aurait un plus fort contenu en C aromatique qu'au champ. Au champ, un plus faible contenu en C aromatique signifie une plus forte biodisponibilité comparativement aux composés aliphatiques (Perdue, 1998 *in* Weishaar *et al.*, 2003).

Les résultats des valeurs de $SUVA_{254}$ à Mont-Lebel se rapprochent de ceux de Stubbins *et al.* (2012) dans un manteau neigeux (<1 an d'accumulation) recouvrant le glacier Mendenhall ($1,01 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$; figure 2.15). Mladenov *et al.* (2012) ont également mesuré des valeurs de $SUVA_{254}$ similaires dans le manteau neigeux alpin du bassin versant du Lac Green 4 dans les montagnes Rocheuses (Colorado) variant de $0,1$ à $2,61 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Comme pour la neige de la parcelle Forêt, ils ont observé des valeurs de $SUVA_{254}$ jusqu'à $\sim 5 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$ dans les échantillons d'eau du Lac Green 4. Weishaar *et al.* (2003) ont mesuré des valeurs similaires à partir d'échantillons d'eaux fluviales, lacustres et marines ($0,6$ à $5,3 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$). O'Donnell *et al.* (2010) ont également mesuré des valeurs semblables sur des ruisseaux du bassin versant de la rivière Yukon qui étaient maximales au printemps ($2,9$ à $4,2 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$) et minimales en hiver ($2,1$ à $3,2 \pm 0,2 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$).

Les fortes valeurs observées dans le manteau neigeux forestier ($\sim 5 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$) sont cependant nettement inférieures à celles mesurées par Ågren *et al.* (2008) à la fin de la période de fonte dans des ruisseaux de forêts boréales en Suède drainant des milieux humides ($< 8 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$) et à celles observées par Helms *et al.* (2008) dans l'estuaire de la rivière Elizabeth et la baie Chesapeake ($2,56$ à $10,60 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$). Les fortes valeurs de $SUVA_{254}$ observées dans le manteau neigeux de la parcelle Forêt seraient expliquées par le caractère hydrophobe ainsi que l'abondance de structures aromatiques de la matière (Kanokkantung *et al.*, 2005; Hood *et al.*, 2005; Mladenov *et al.*, 2012). Cette différence marquée entre le champ et la forêt signifie

que le caractère aromatique de la MOD pourrait être plus important dans le manteau neigeux en forêt qu'au champ.

Les valeurs de $SUVA_{254}$ calculées dans le sol ressemblent aux valeurs moyennes du manteau neigeux forestier (figure 2.16). Pour les trois parcelles, les valeurs diminuent jusqu'au 7 mars et croissent jusqu'à la fin de la période étudiée, comme l'ont fait les valeurs à la base du manteau neigeux des parcelles Herbacé et Forêt. Les valeurs de $SUVA_{254}$ de ces couches de sol varient entre $\sim 0,7$ et $\sim 2,6 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$, avec un coefficient de variabilité spatiale de 34 %. Ces valeurs sont nettement inférieures à celles calculées par Dou *et al.* (2008), mais se rapprochent plutôt des valeurs mesurées dans les eaux de ruissellement de surface dans les montagnes de l'Oregon aux États-Unis (Verseveld *et al.*, 2008; $0,2\text{-}1,75 \text{ L mg C}^{-1} \text{ m}^{-1}$).

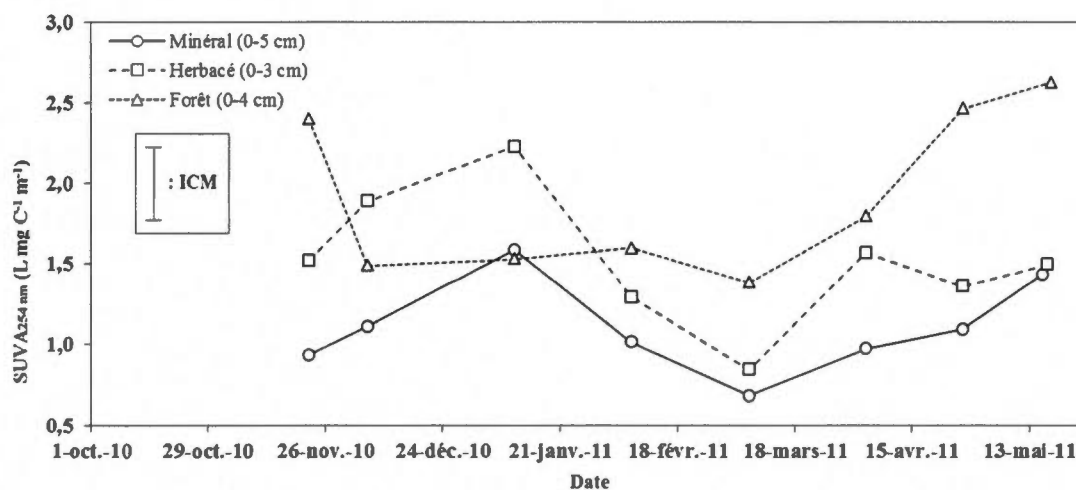


Figure 2.16 : $SUVA_{254}$ de la matière organique extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt

Note : ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribuée à chaque donnée

Le ratio de la pente spectrale (S_R ; sans dimension) renseigne sur le poids moléculaire (Helms *et al.*, 2008). Il est inversement corrélé au poids moléculaire de la MODC et informe sur son niveau d'altération (Helms *et al.*, 2008). Conséquemment, le S_R est un indicateur de l'évolution de la MODC (redistribution, dégradation biologique, photodégradation). La figure 2.17 illustre le S_R de la neige des quatre parcelles étudiées.

Le S_R moyen de la MOD du manteau neigeux (figure 2.17) est similaire pour les parcelles Minéral ($1,11 \pm 0,58$), Herbacé ($0,96 \pm 0,54$), Contrôlé ($1,19 \pm 0,61$) et Forêt ($0,93 \pm 0,42$). Les différences de S_R entre les parcelles ne sont donc pas significatives en raison des écarts-type relativement importants. De ce fait, la variabilité verticale et temporelle dans le manteau neigeux n'est pas perceptible. Seulement quelques évènements associés à quelques échantillons montrent des $S_R > 1,5$ qui seraient donc dominés par de petites molécules. Mladenov *et al.* (2012) ont mesuré des valeurs de S_R similaires (0,8 à 2,9; $\bar{X} = 1,6$) dans le manteau neigeux alpin du bassin versant du Lac Green 4 dans les montagnes Rocheuses (Colorado), de même que Helms *et al.* (2008) (0,72 à 2,52) dans l'estuaire de la rivière Elizabeth, la baie Chesapeake et le grand marais de Dismal.

Helms *et al.* (2008) ont observé que dans un milieu, un $S_R > 1,5$ signifie que la MODC à faible poids moléculaire ($< 1\ 000$ Da) domine sur la MODC à haut poids moléculaire ($> 1\ 000$ Da). Un $S_R < 1,5$ signifie le contraire, c'est-à-dire que la MODC à haut poids moléculaire domine sur la MODC à faible poids moléculaire. Ainsi, selon les valeurs de S_R moyen de la neige au champ, en considérant leur écart-type, la quantité de MODC à haut poids moléculaire varie de dominante à équivalente sur la MODC à faible poids moléculaire. Le S_R en forêt indique toutefois que la MODC à haut poids moléculaire domine sur la MODC à faible poids moléculaire. C'est la même conclusion pour les premiers cm de sol des parcelles Herbacé et Forêt (figure 2.18).

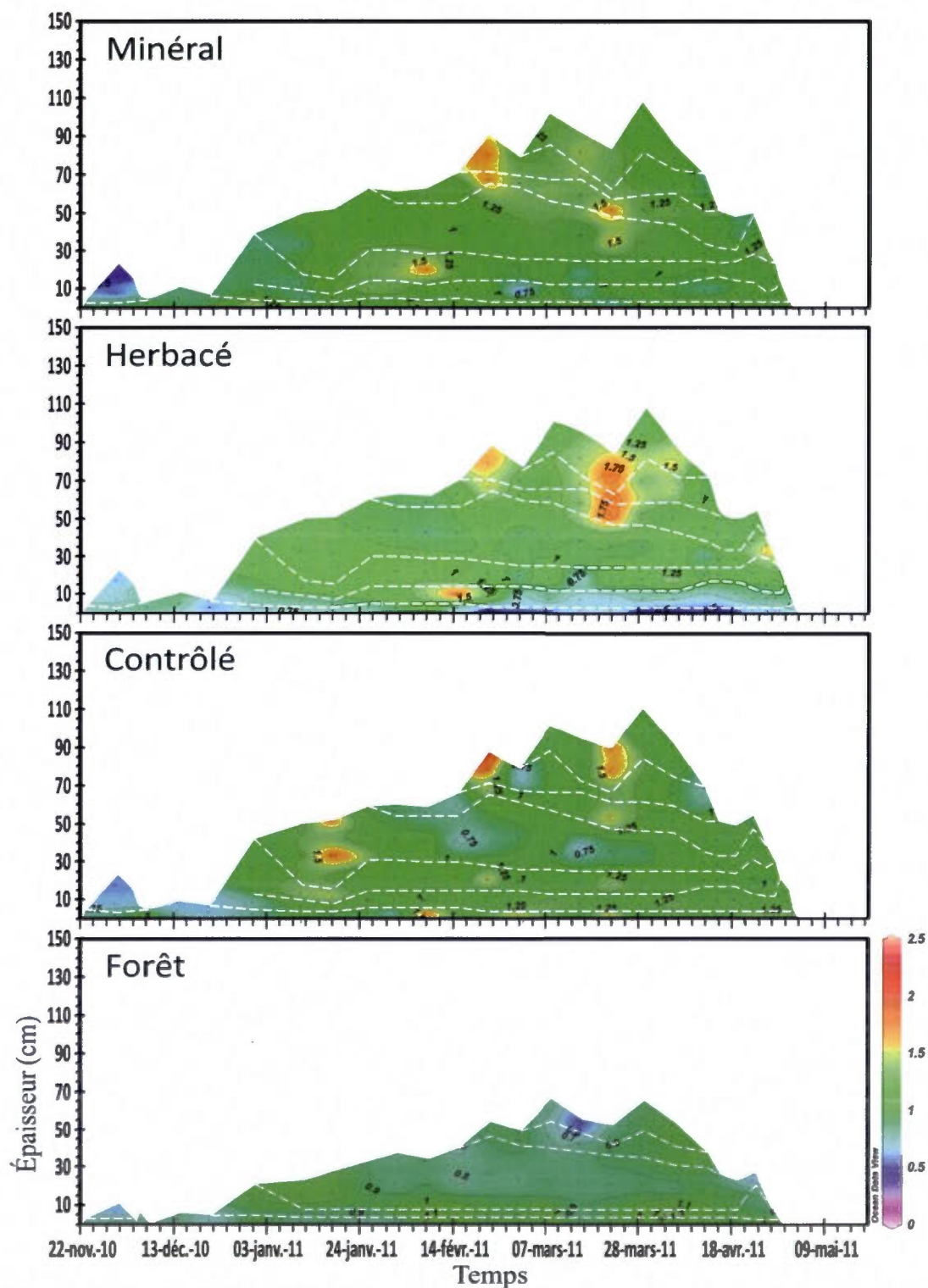


Figure 2.17 : S_R de la MOD de la neige pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées

Les valeurs du S_R du sol sont entre $\sim 0,65$ et $\sim 0,75$ en début de saison (novembre à janvier) et dépassent 1,3 au milieu de l'hiver (figure 2.18). Cette augmentation du S_R laisse supposer que l'action de gel-dégel pourrait briser les agrégats organiques en de plus petits fragments. Hudson *et al.* (2009) ont mesuré une diminution de la fluorescence par l'action du froid associé aux cycles de gel-dégel. Ils ont constaté que plus la MODC est dégradée, plus petites sont les molécules. Les valeurs de S_R redescendent approximativement aux mêmes valeurs à la fin de la période étudiée (CV : 13 %). Cette diminution du S_R correspond probablement à la remobilisation de la MOD par le lessivage de la MO particulaire. L'irradiation des composés organiques du manteau neigeux par les rayons UV solaires réduit également leur poids moléculaire. Grannas *et al.* (2004) ont observé dans le manteau neigeux la production photochimique de composés carbonyles à faible poids moléculaire.

Les S_R mesurés dans le sol de la parcelle Minéral sont plus importants. À trois reprises pendant la saison, ils dépassent 1,5, ce qui signifie la MODC à faible poids moléculaire domine sur la MODC à haut poids moléculaire. Les valeurs de S_R de ces trois sols se rapprochent fortement de celles calculées par Inamdar *et al.* (2012) sur le lessivat de litière (\bar{X} : $\sim 1,9$; varient de 0 à ~ 3), les eaux interstitielles du sol (\bar{X} : $\sim 1,9$; varient de $\sim 1,4$ à $\sim 2,2$) et les eaux hyporhéiques (\bar{X} : $\sim 3,6$; varient de $\sim 0,2$ à $\sim 4,3$). Le fort contenu en eau dans le sol et la proximité de la nappe phréatique observés sur le terrain font probablement en sorte que ces milieux décrits par Inamdar *et al.* (2012) et ceux dans cette étude se ressemblent.

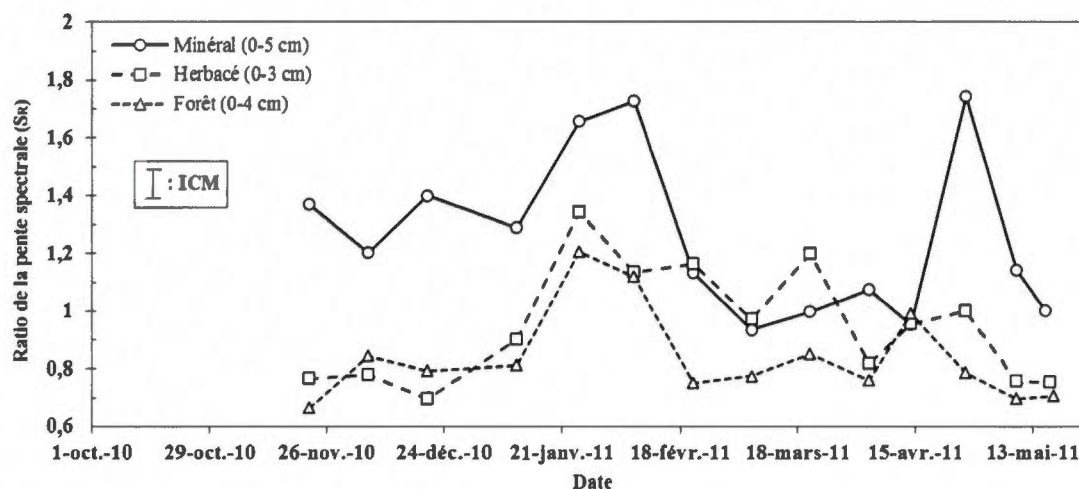


Figure 2.18 : Ratio de la pente spectrale (S_R) de la matière organique extractible à l'eau (MOEE) de la première couche du sol des parcelles Minéral, Herbacé et Forêt

Note : ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribuée à chaque donnée

2.2.2.4.3 Fluorescence : matrice de fluorescence et analyse PARAFAC

Tout comme l'absorption, les mesures de fluorescence nous informent sur la nature de la MOD présente. L'exploitation des matrices de fluorescence de la MOD permet de caractériser une partie de la fraction de la MOD dite fluorescente (MODF). La fluorescence de la MOD nous renseigne sur les différents groupements chimiques la composant. La figure 2.19 montre un exemple de matrices de fluorescence obtenues pour la neige et le sol où l'intensité et le nombre de pics de fluorescence varient. La position des pics de fluorescence est généralement associée à un groupe de fluorophores qui se distinguent par leurs caractéristiques chimiques.

Ces caractéristiques varient selon l'origine de la MO. Dans la littérature, par exemple, on attribue le pic de fluorescence se trouvant au couple d'excitation/émission 275 nm/430 nm à des molécules similaires au tryptophane, un acide aminé aromatique bien connu (Coble, 1996). Dans le milieu naturel, d'autres molécules pourraient avoir

des propriétés de fluorescences similaires sans pour autant que ce soit exactement du tryptophane. C'est pourquoi on désigne, en anglais, «*tryptophane-like*» les fluorophores ayant un maximum de fluorescence similaire au tryptophane (Coble, 1996).

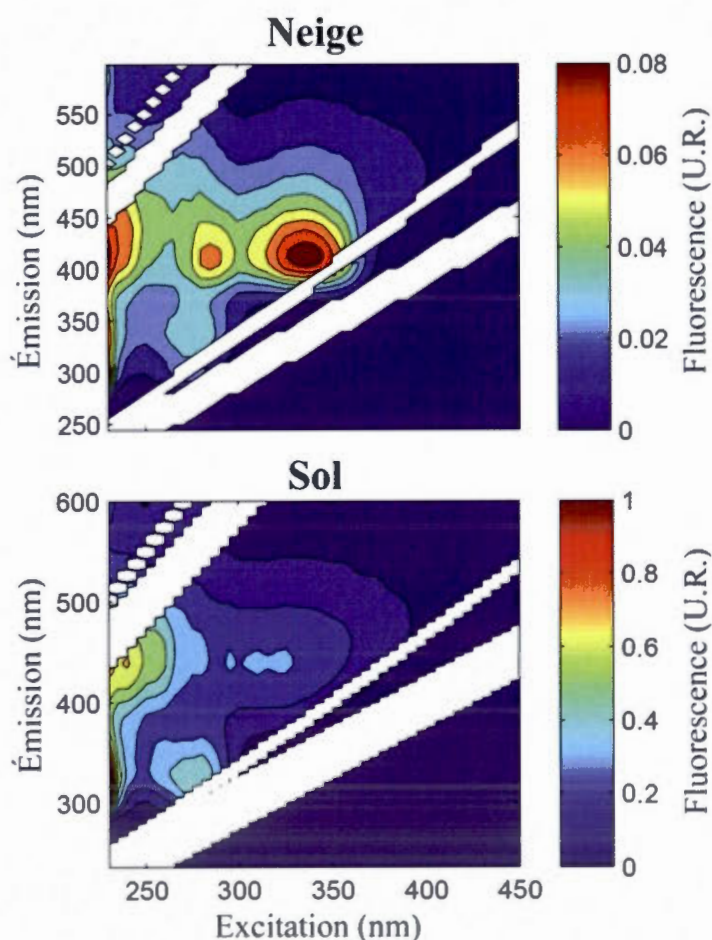


Figure 2.19 : Matrices d'excitation et d'émission de la MODF typique pour la neige (couche 2) et le sol (couche 1), 4 avril 2011; notez les différences d'échelles

Pour faciliter l'interprétation des matrices de fluorescence, Stedmon *et al.* (2003) ont introduit l'utilisation d'une méthode statistique de décomposition spectrale des

MEEF développée par Bro (1997). La technique statistique PARAFAC permet de décomposer les MEEF en différents pics de fluorescence caractéristiques de différents « groupes » de fluorophores. On nommera ces groupes, les « composantes ».

PARAFAC appliqué sur l'ensemble des MEEF estime la proportion relative de chaque composante (section 1.6.2). Dans cette section on présentera l'intensité des maxima de fluorescence (F_{\max}) indiquant la quantité relative de chaque composante. La variabilité temporelle de l'intensité de chaque maximum de fluorescence indique des changements dans la concentration des composantes identifiées. Mais d'abord, les caractéristiques des composantes identifiées par PARAFAC pour les échantillons de sol et de neige sont présentées.

L'analyse de PARAFAC a permis de trouver deux modèles contenant cinq et six composantes pour caractériser la MODF respectivement du sol et du manteau neigeux (figure 2.20). Les modèles PARAFAC expliquent plus de 98 % de la variance des résultats des deux séries de données. Les 2 % qui restent sont composés de fluorophores à très faibles intensités ou sont associés à des valeurs extrêmes, à des échantillons complètement différents des autres ou à des artefacts (Stedmon *et al.*, 2003). Stedmon et Bro (2008) estiment qu'un modèle expliquant la variance au-delà de 99 % commence à inclure le bruit de l'appareil de mesures dans ses calculs.

Les fluorophores extraits dans les modèles et identifiés à des composantes spécifiques comptent ainsi pour la fraction la plus significative de la variance de la série de données. Ces modèles décrivent donc qu'il existe minimalement cinq et six composantes différentes produisant pour le sol et la neige, la fluorescence observée.

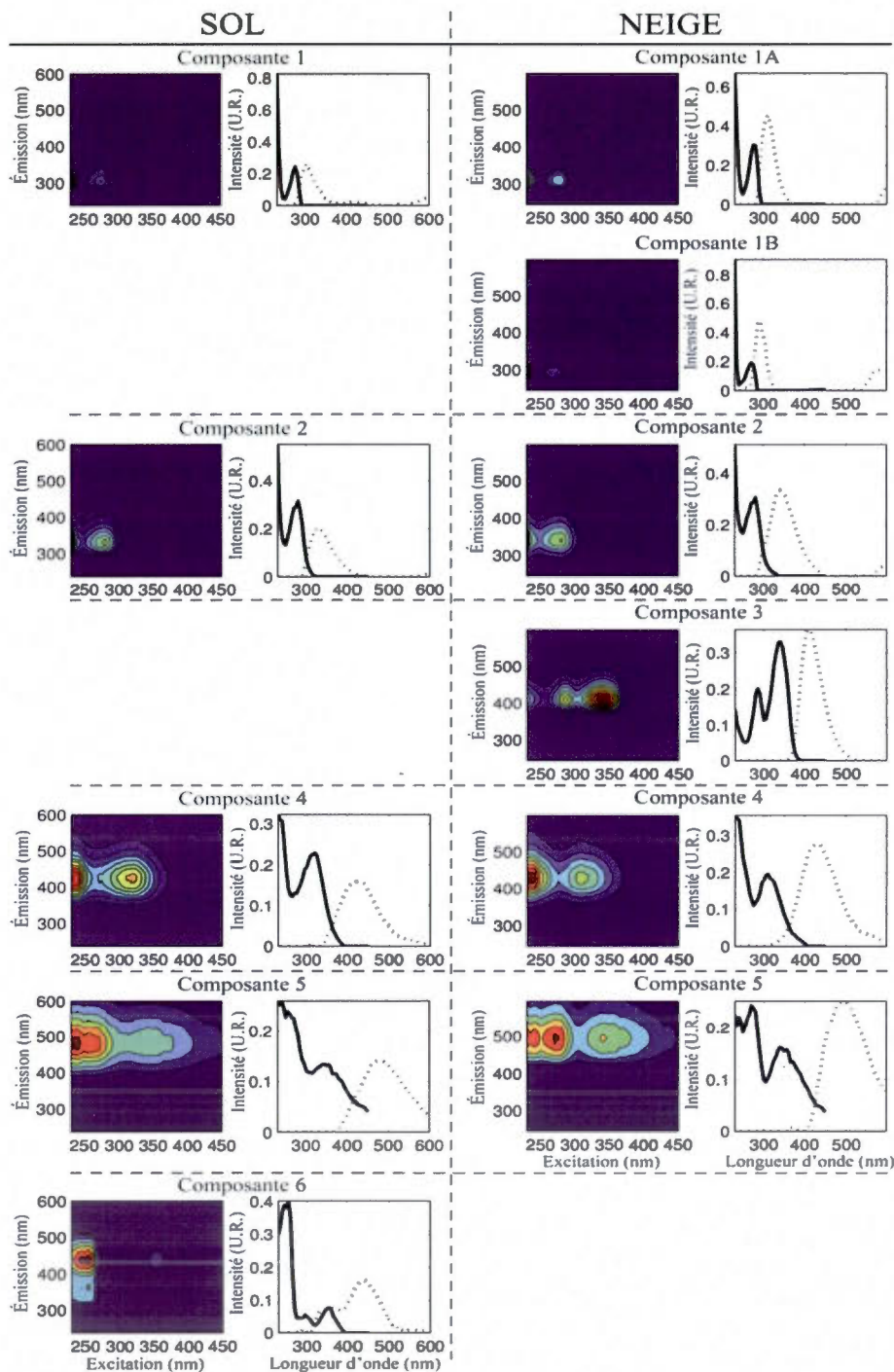


Figure 2.20 : Modèles PARAFAC du sol (5 composantes) et de la neige (6 composantes); traits pleins sont les valeurs d'excitation et les traits pointillés sont les valeurs d'émission; l'échelle de couleurs indique l'intensité de fluorescence (U.R.) de faible (bleue) à élevée (rouge)

De ces deux modèles, des composantes ont été associées entre elles par leur très forte similarité (tableau 2.5) : quatre composantes du sol ont pu être associées avec cinq composantes de la neige. Les associations ont été faites selon la position des pics d'excitation et d'émission des composantes (figure 2.20; tableau 2.7). Le fluorophore C1 équivaut à C1_{sol}, à C1A_{neige} et à C1B_{neige}, le fluorophore C2 correspond à C2_{sol} et à C2_{neige}, le fluorophore C3 est associé à C3_{sol}, le fluorophore C4 correspond à C4_{sol} et à C4_{neige}, le fluorophore C5 équivaut à C5_{sol} et à C5_{neige} et enfin, le fluorophore C6 correspond à C6_{neige}. Les fluorophores C3_{sol} et C6_{neige} n'ont pas été associées avec d'autres fluorophores.

Tableau 2.5 : Caractérisation des composantes PARAFAC identifiées dans les matrices d'excitation et d'émission de fluorescence le sol et la neige

Composante	Modèle du sol à 5 composantes		Composante	Modèle de la neige à 6 composantes	
	Maximum d'excitation (nm)	Maximum d'émission (nm)		Maximum d'excitation (nm)	Maximum d'émission (nm)
1	<230 (275)	300	1A	<230 (275)	312
			1B	<230 (275)	292
2	<230 (280)	328	2	<230 (280)	340
3	---	---	3	<230 (285, 340)	412
4	230 (320)	428	4	230 (310)	432
5	240 (255, 345)	476	5	240 (270, 340)	496
6	255 (355)	436	6	---	---

Le ou les valeurs d'excitation entre parenthèses indiquent la valeur du second ou du troisième pic;
 le symbole « < » indique que le pic d'excitation est inférieur à 230 nm;
 le symbole « --- » signifie que la composante est absente du modèle

Ces fluorophores sont comparables à ceux identifiées dans d'autres types d'environnement (tableau 2.6). Par exemple, Massicotte et Frenette (2011) ont dressé une liste exhaustive de composantes identifiées dans différents milieux naturels. Elles correspondent à celles qu'ils ont identifiées à partir de 1100 échantillons provenant de

fjords, estuaires, lacs, océans, milieux humides et rivières. Les composantes C1 et C2 ainsi que C4 et C5 des modèles PARAFAC du sol et de la neige sont respectivement associées aux composantes C6 et C4, s'apparentant aux protéines, et aux composantes C2 et C3, s'apparentant plutôt aux substances humiques et fulviques, du modèle de Massicotte et Frenette (2011). Finalement, les composantes C3 et C6 du sol et de la neige ont été respectivement associées aux composantes C4/C5 et C3 du modèle de Fellman *et al.* (2010). Ils s'apparentent également aux substances humiques et fulviques.

Dubnick *et al.* (2010) ont étudié la MODF issue de milieux glaciaires tandis que Hunt *et al.* (2008) se sont plutôt intéressés à celle issue de la décomposition de feuilles fraîches. De nombreuses études portent plus spécifiquement sur la MODF de l'eau du sol ou d'extraits de sols provenant de compost ou d'horizons organiques de milieux humides et de forêts de feuillus et de conifères (tableau 2.6; Borisover *et al.*, 2012; Zhao, 2011; Yu *et al.*, 2010; Fellman *et al.*, 2010; Ohno *et al.*, 2007). Il est à noter qu'une part de subjectivité peut être considérée dans ces associations. Certaines composantes, comme les C1 du modèle de Borisover *et al.* (2012) et de Yu *et al.* (2010) s'apparentant aux substances humiques, possèdent des pics d'excitation et d'émission aux valeurs presque identiques à celles de C4 du sol et de la neige. Cependant, d'autres composantes associées entre elles affichaient des maxima d'excitation ou d'émission légèrement décalés.

Tableau 2.6 : Correspondance entre les composantes des modèles PARAFAC du sol et de la neige et avec les composantes identifiées par de modèles PARAFAC d'études antérieures

Modèles produits avec PARAFAC											
Références											
Localisation	Rimouski (Québec, Canada)	Massicotte et Frenette (2011)	Ohno <i>et al.</i> (2007)	Fellman <i>et al.</i> (2010)	Zhao (2011)	Bonissone <i>et al.</i> (2012)	Yu <i>et al.</i> (2010)	Hunt <i>et al.</i> (2008)	Duback <i>et al.</i> (2010)		
Environnement	Sol Neige	Fluve St-Laurent et Lac St-Pierre (Canada), Bouchier canadien, Nouvelle-Zélande	Maine (É.-U.)	Alaska (É.-U.)	Bésil	Israël	Chine	Maine (É.-U.)	Arctique canadien, Norvège, Antarctique		
		Fjord, estuaire, lac, océan, milieu humide et rivière	Sol forêt : feuillus, conifères; lière, horizons O, B, E, C	Sol : forêt et milieu humide	Sol tropical (podzol)	Sol arable : argileux, sablo-argileux, loam-sableux, sablo-loameux	Compost mature	Feuilles d'érables à sucre : fraîches, en décomposition	Glacier : eau et neige de surface et subglaciaire, glace basale, russeau, lac, moraine		
Nombre de composantes du modèle	5	6	7	3	9	3 ^{a,b} /4 ^c	3	5	5		
Composante	C1	C1A/C1B	C6	...	*C9	...	C3	*C4	C1/*C3		
	C2	C2	C4	...	*C8	*C1 ^c	C3	*C4	C2/*C4/*C5		
	...	C3	***C4/****C5	...	***C1		
	C4	C4	C2	*C2	*C4/C6/C7	C1	C1	C1/*C3	...		
	C5	C5	C3	***C1/****C3	***C1/****C2	C2	*C2	***C2-C3	...		
	C6	***C1/****C2	C3	C2	C2	C2	...		

*Un pic d'émission à excitation <230 nm n'apparaît pas;

**un pic d'émission est manquant;

***deux pics d'émission sont manquants;

^acampagne 2007; ^bcampagne 2008; ^ccampagne 2007 à 2009

Il importe de souligner que la position et l'intensité des pics d'excitation-émission est influencée par 1) la nature de la matière, c'est-à-dire sa formation dans de différents micro environnements (Determann *et al.*, 1998); 2) le degré de dégradation ou de fraîcheur de la matière (photodégradation ou réduction microbienne (Cory et McKnight, 2005); et 3) les caractéristiques physico-chimiques du milieu dont le pH (Stedmon *et al.*, 2003; Cory et McKnight, 2005; Zhao, 2011). Ces facteurs déterminent spécifiquement la position des pics de fluorescence. Pour une composante donnée, par exemple celle s'apparentant à la tyrosine, le pic peut être positionné différemment en fonction du degré de dégradation de la matière au moment où elle a été mesurée. Il est donc préférable que le pH des échantillons soit contrôlé afin que les MEEF puissent être comparés avec d'autres issus de différents environnements (Zhao, 2011). Pour les échantillons de sol et de neige, le pH n'a pas été contrôlé. Le pH du sol ($\bar{X} \pm s$; $5,68 \pm 0,52$) a varié entre 4,80 et 6,76 avec un faible CV de 4,2 %. Le pH de la neige ($6,61 \pm 0,89$) a varié entre 4,38 et 8,55 avec un ESM de 0,09 ($n=381$). Il est donc normal de constater des différences de position des pics lorsqu'ils sont comparés avec la littérature.

La comparaison des modèles produits avec ceux de la littérature a permis de mettre en évidence la présence de deux groupes : un dont les propriétés de fluorescence s'apparente à celle des protéines et l'autre dont les propriétés sont similaires à celles des substances humiques et fulviques (Coble *et al.*, 1993). Ces deux groupes sont détaillés et résumés pour chaque composante au tableau 2.7. Les composantes « protéiniques » sont identifiées par certains auteurs comme résultant de la présence de molécules s'apparentant à la tyrosine et au tryptophane dans la MOD. Dans le modèle de la neige, seulement deux des six composantes sont associées aux acides aminés aromatiques, au tryptophane et à la tyrosine, tandis que les quatre autres s'apparentent aux substances humiques et fulviques. L'identification des composantes s'est restreinte aux deux groupes décrits par Coble *et al.* (1993), car les résultats des études présentées au tableau 2.6 ne s'entendent pas à savoir si ce sont

des composantes plus humiques que fulvique ou si les composantes sont plutôt de la tyrosine ou du tryptophane. Quant aux protéines, la plupart des auteurs s'entendent sur une origine issue de la production de MOD par biodégradation (tableau 2.7). Ces résultats montrent que l'interprétation des composantes PARAFAC doit se faire en gardant à l'esprit la nature qualitative et statistique de cette méthode, car une composante peut représenter plusieurs fluorophores de diverses origines.

Tableau 2.7 : Description des composantes identifiées par les modèles PARAFAC

Composante	Description	Origine
C1	Tyrosine/Tryptophane	Production biologique de MOD/Production autochtone de MOD
C2	Tryptophane/Tyrosine/Protéine	Production biologique de MOD/Biodégradation ou fixation de la MOD/Production autochtone de MOD par biodégradation
C3, C5, C6	Humique/Fulvique	Terrestre
C4	Humique/Fulvique	Terrestre/Anthropique

L'intensité de fluorescence des composantes du sol est plus importante que celle de la neige comme le montrent les deux matrices d'excitation et d'émission de fluorescence de la figure 2.20 (notez les différences d'échelles). Les maxima mesurés dans la neige au champ et en forêt n'atteignent respectivement que $\sim 0,25$ et $\sim 0,78$ (U.R.), tandis qu'ils sont >5 (U.R.) dans le sol (tableau 2.8). La fluorescence de la neige en forêt se démarque ainsi de celle au champ par des F_{\max} les plus élevés pour l'ensemble des composantes (figure 2.21 à 2.26). Les profils des composantes C1A (figure 2.21), C3 (figure 2.24), C4 (figure 2.25) et C5 (figure 2.26) de la neige au champ se ressemblent, spécifiquement sur les couches de neige 3 à 7 (figure 1.6).

Tableau 2.8 : Intensités de fluorescence (U.R.) des cinq composantes du sol identifiées par le modèle PARAFAC ($n=14$)

		Sol					
Parcelle	Couche (cm)	C1		C2		C3	
		\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue
Minéral	0-5	0,54-0,52 \pm 0,32	0,05-1,07	0,85-0,84 \pm 0,51	0,15-1,95		
	5-10	0,58-0,46 \pm 0,36	0,17-1,18	0,92-0,75 \pm 0,52	0,31-1,84		
Herbacé	0-3	0,96-0,76 \pm 0,88	0,29-3,51	1,82-1,31 \pm 1,49	0,61-5,55		
	3-10	0,74-0,59 \pm 0,57	0,10-1,77	1,12-0,97 \pm 0,78	NS-2,98		
Forêt	0-4	1,73-0,66 \pm 2,52	NS-8,25	2,20-1,77 \pm 1,79	0,01-7,17		
	4-10	1,03-0,55 \pm 1,00	0,07-2,88	2,43-2,13 \pm 1,92	0,29-6,34		
		C4		C5		C6	
Parcelle	Couche (cm)	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue
		\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue
Minéral	0-5	0,16-0,16 \pm 0,08	NS-0,28	0,29-0,31 \pm 0,15	0,02-0,54	0,35-0,35 \pm 0,24	0,01-0,86
	5-10	0,18-0,18 \pm 0,05	0,11-0,29	0,36-0,34 \pm 0,14	0,14-0,63	0,46-0,39 \pm 0,30	0,12-1,10
Herbacé	0-3	0,39-0,36 \pm 0,16	0,16-0,67	0,48-0,36 \pm 0,26	0,20-1,02	0,43-0,34 \pm 0,61	NS-2,33
	3-10	0,19-0,20 \pm 0,07	0,09-0,30	0,37-0,35 \pm 0,20	0,12-0,76	0,44-0,26 \pm 0,49	0,07-1,98
Forêt	0-4	0,65-0,64 \pm 0,32	0,01-1,15	0,83-0,92 \pm 0,43	NS-1,58	0,36-0,34 \pm 0,32	NS-0,85
	4-10	0,40-0,32 \pm 0,29	0,13-1,03	0,56-0,42 \pm 0,46	1,15-1,49	0,17-0,04 \pm 0,26	NS-0,90

Comme pour l'ensemble des paramètres physico-chimiques, le contenu en MODF de la parcelle Contrôlé est essentiellement d'origine atmosphérique. L'épisode d'apport de COD et de N atmosphérique qui est noté au début février n'est pas visible dans la MODF du manteau neigeux, à l'exception pour C1B, C2 et C4 où il se manifeste légèrement. Ceci suggère que la MOD atmosphérique serait peu fluorescente et limitée à quelques fluorophores (protéines, substances humiques et fulviques). Les valeurs de MODF sont également très faibles dans la neige de la parcelle Minéral, à la limite de la détection des instruments par moments. Les coefficients de variabilité spatiale varient entre 45 et 89 %.

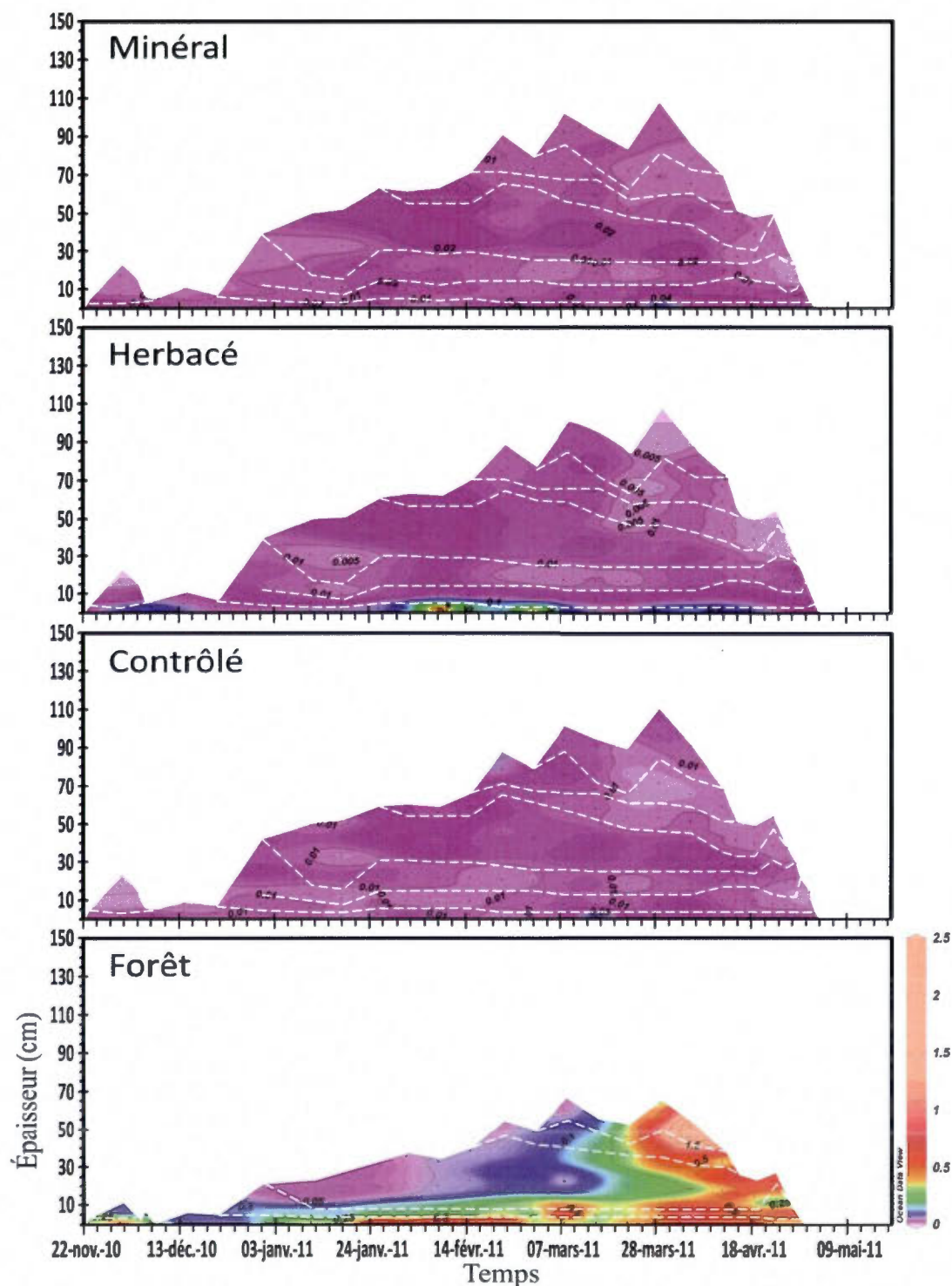


Figure 2.21 : Composante **C1A** (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine et au tryptophane; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

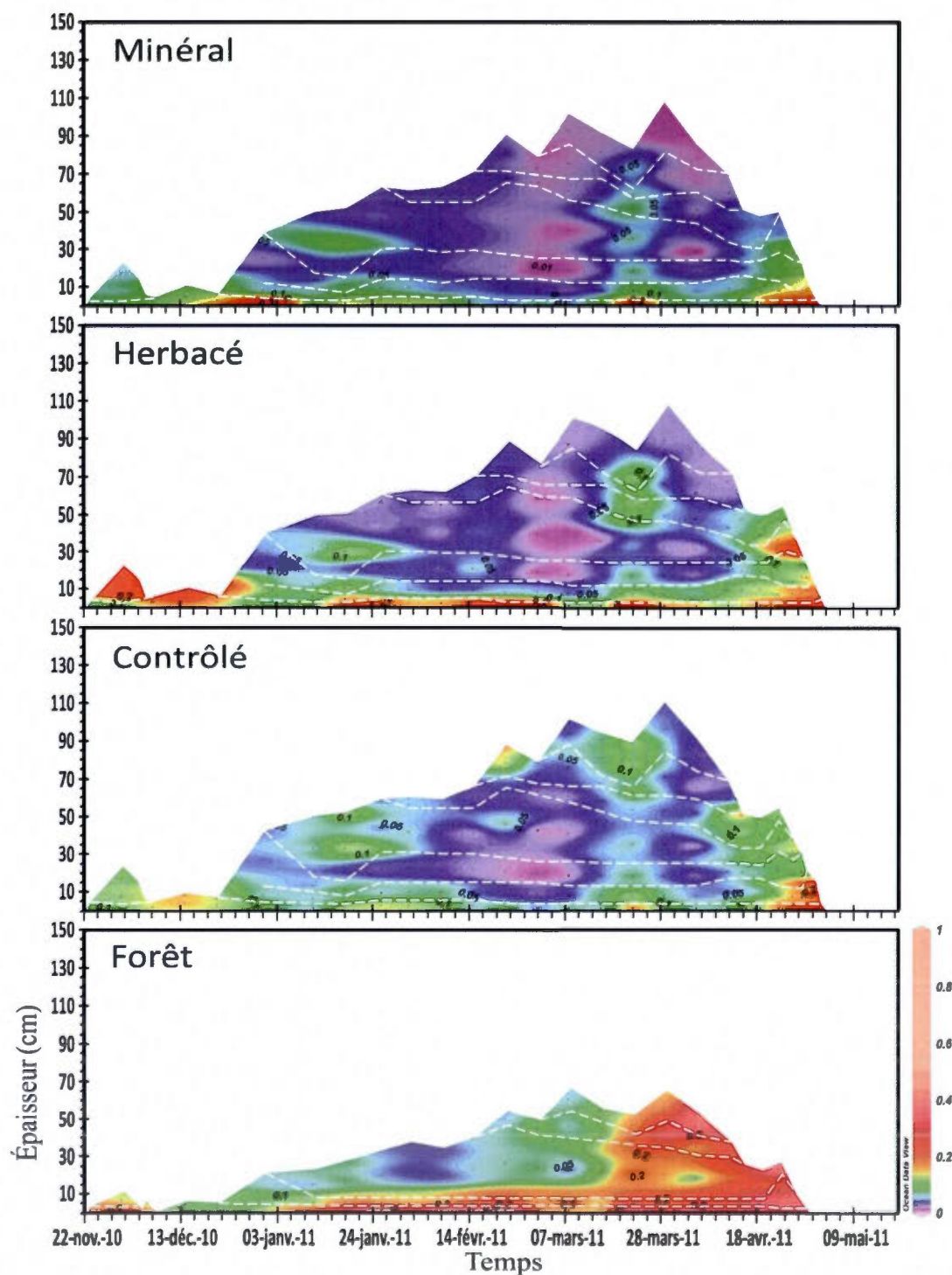


Figure 2.22 : Composante **C1B** (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine et au tryptophane; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnée.

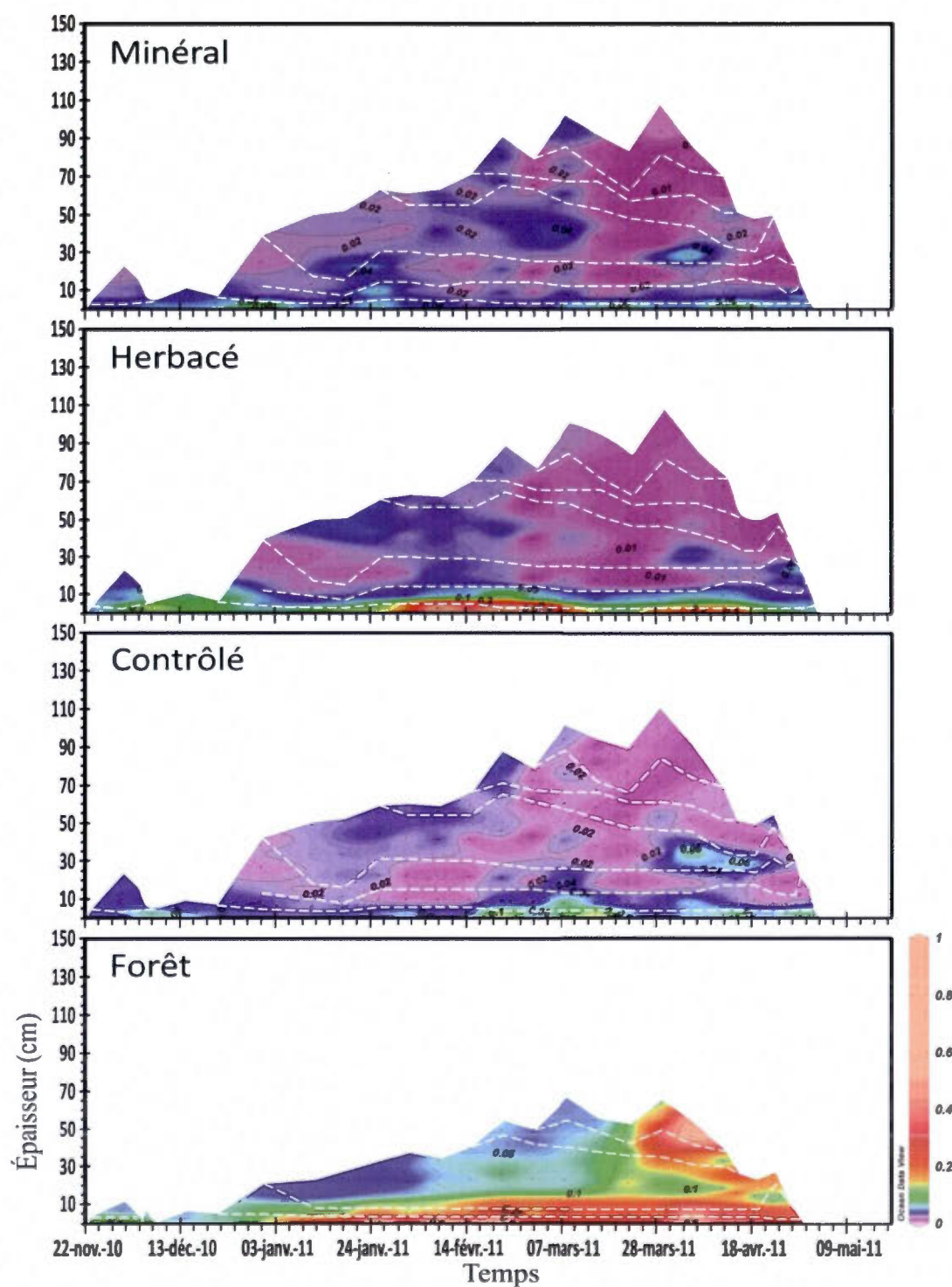


Figure 2.23 : Composante C2 (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant à la tyrosine, au tryptophane et aux protéines; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

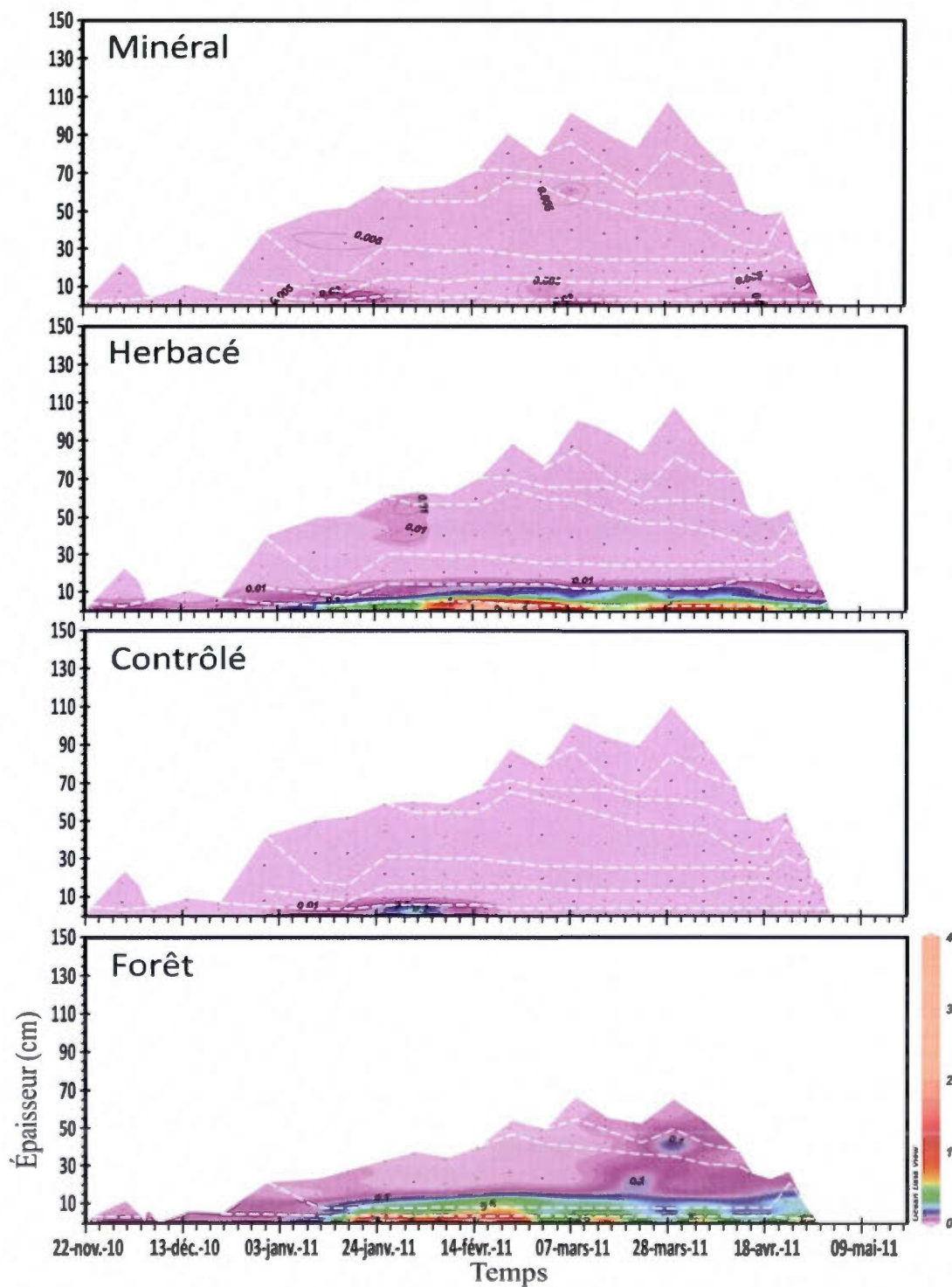


Figure 2.24 : Composante C3 (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

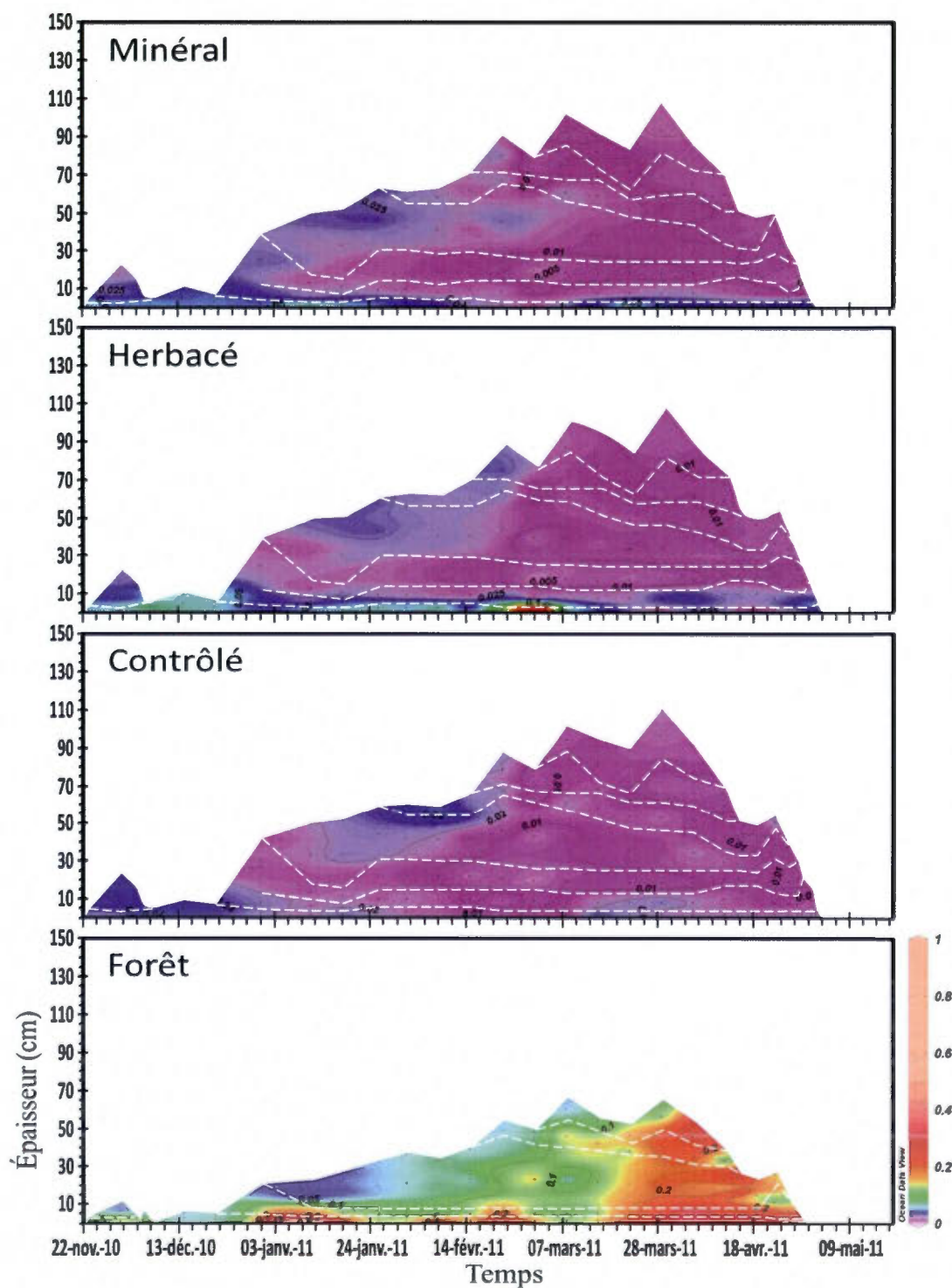


Figure 2.25 : Composante C4 (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

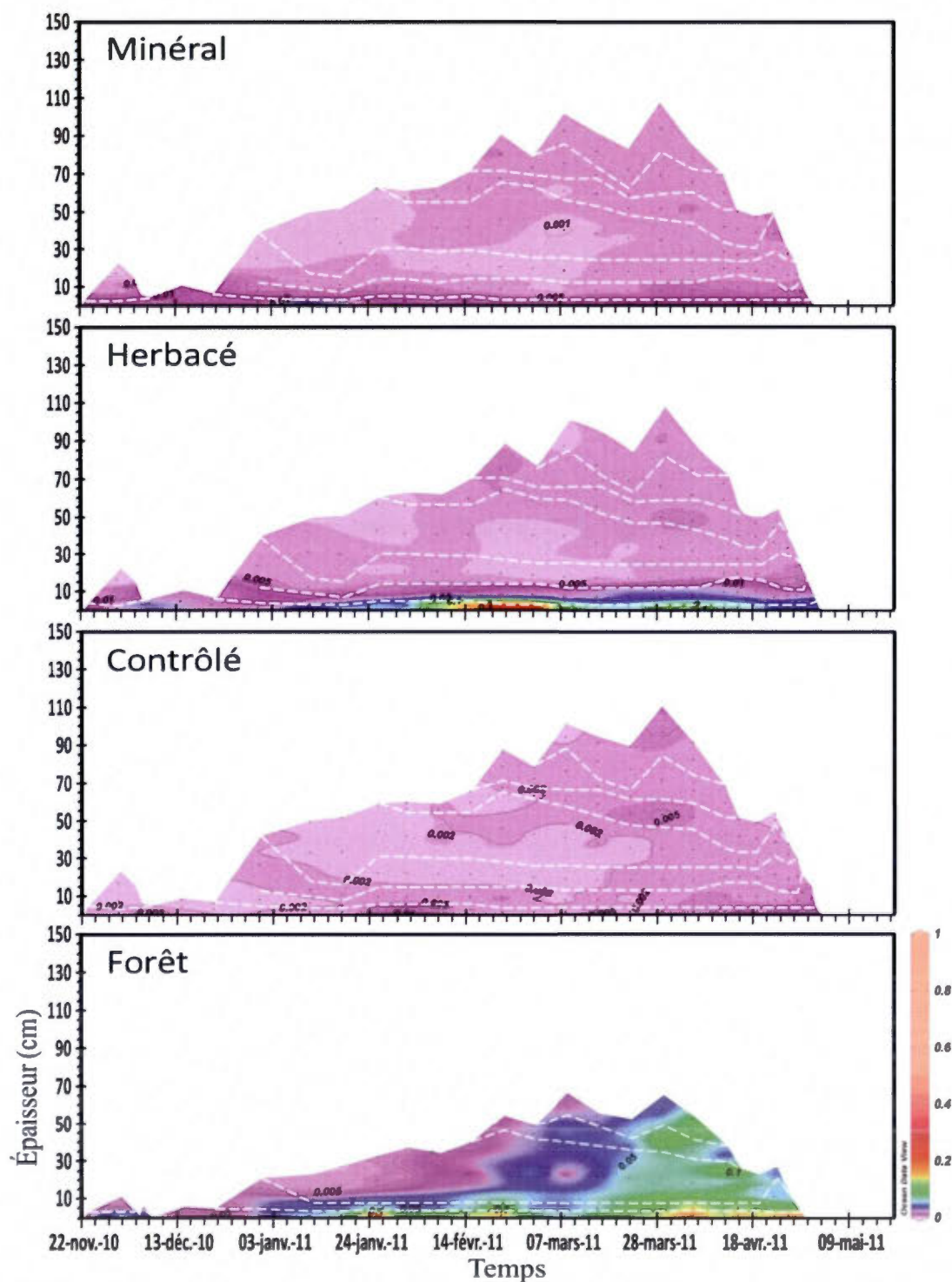


Figure 2.26 : Composante **C5** (F_{\max} ; U.R.) du modèle PARAFAC de la neige pour les quatre parcelles; composante s'apparentant aux substances humiques et fulviques; les lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées

La variabilité spatiale est plus forte que la variabilité temporelle pour la parcelle Contrôlé et Minéral ainsi que pour les couches 3 à 7 de la parcelle Herbacé. L'intensité de fluorescence de la MODF de ces couches est statistiquement égale. La MODF présente serait alors principalement atmosphérique. Cette forte similitude entre les parcelles Contrôlé et Minéral pourrait supposer qu'un sol minéral serait aussi neutre dans les échanges de MODF qu'une parcelle où le contact neige-sol est coupé. Or l'horizon de surface du sol de type minéral contient de la MODF en quantité significative (tableau 2.8). Les processus de migration de la MODF du sol vers la neige seraient donc négligeables pour la parcelle Minéral. L'absence de débris organiques à l'interface neige-sol pourrait expliquer l'absence de remontée de substances vers la neige.

En comparant le manteau neigeux de la parcelle Minéral avec celui de la parcelle Herbacé, une distinction des deux milieux apparaît évidente pour les deux premières couches (annexe A.8). Une migration des MODF du sol sur 3 à 15 cm de hauteur est donc envisageable. En fait, il a été discuté précédemment qu'une couche chaude existait à la base du manteau et qu'elle pouvait contenir une quantité considérable d'eau liquide. L'eau liquide dans la neige a un potentiel de remobilisation des composés, provoquant une redistribution des substances dans le manteau. Ce processus contribuerait à la variabilité spatiale des composés en forêt. Le pH, la température et la force ionique de l'eau liquide, dans la neige dans ce cas-ci, déterminent la solubilité de la MO (Chantigny, 2003). À faibles températures, la solubilité des composés décroît pour plusieurs d'entre eux. En milieux aquatiques, par exemple, la solubilité des substances humiques dépend également de leur taille moléculaire en plus du pH (Burba *et al.*, 1995). L'absence du lessivage *in situ* de débris organiques en contact avec la neige par l'absence de débris organique à la base du manteau neigeux de la parcelle Minéral pourrait être la cause majeure de la pauvreté de substances autant organique qu'inorganique dissoutes. Ceci corrobore l'idée que des processus d'enrichissement du sol à la base du manteau neigeux ont

lieu sur la parcelle Herbacé (organique) et non sur les autres parcelles du champ (inorganique). Les fluorophores dominants dans ces couches de neige sont surtout les composantes C2 et C3 qui sont respectivement des protéines et des substances humiques et fulviques (tableau 2.7).

Les différences entre les parcelles Contrôlé et Forêt peuvent être expliquées par les mêmes processus évoqués pour expliquer les plus fortes concentrations observées à la base de la parcelle Herbacé. L'intensité de fluorescence des trois premières couches de neige des parcelles au champ sont significativement différentes de celles en forêt (P : de $\leq 0,05$ à $\leq 0,001$; tableau A1), ce qui confirme que la composition en MODF de la neige en forêt évolue différemment de celle au champ. Ceci signifie que la base du manteau neigeux forestier est également enrichie par le sol.

Ainsi, la litière forestière, tout comme la litière de la parcelle Herbacé, seraient des sources de MODF pour la base de la neige. Cependant, la nature de cette MODF varie d'un milieu à l'autre. Par exemple, les fluorophores C1A (figure 2.21), C1B (figure 2.22), C2 (figure 2.23) et C3 (figure 2.24) sont dominants à la base du manteau neigeux forestier tandis que ce sont seulement les fluorophores C2 et C3 qui dominent à la base de la parcelle de neige Herbacé. La forte présence de ces fluorophores suggère que la MODF issue de la litière se distingue clairement des autres sources. Il est d'ailleurs intéressant de noter que les composantes qui dominent la source « litière forestière » sont principalement de type protéinique, en théorie assez labile. Aussi, les fluorophores C1A, C1B et C2 (s'apparentant aux protéines) ainsi que C4 (figure 2.25), s'apparentant aux substances humiques et fulviques, retrouvées au centre et le sommet du manteau neigeux croissent au cours de la saison et considérablement à partir du début de la fonte (~mi-mars). Dubnick *et al.* (2010) ont observé que les glaciers étaient enrichis en MOD protéinique d'origine microbienne. En forêt, la MO labile pourrait être issu d'un lessivage de la MO particulière fraîche tombée de la canopée. Les fluorophores protéiniques, C1A et C2,

dominants dans la neige forestier seraient davantage une signature de la canopée plutôt qu'une production par les bactéries. L'absence remarquable du fluorophore C3 dans ce milieu contribue à la signature spécifique de la source « canopée » dans la neige.

En somme, comme pour tous les autres paramètres traités, la MODF atmosphérique semble omniprésente pour toutes les parcelles, mais en concentrations relativement faibles. L'atmosphère est d'ailleurs la seule source de MO pour la parcelle Minéral et Contrôlé. La base du manteau de la parcelle Herbacé semble enrichie par la présence d'un horizon organique composé de débris frais. Finalement, il en est de même pour la parcelle forestière. Cependant, cette dernière semble considérablement enrichie par les débris de la canopée. Les différences notables des propriétés physiques du manteau neigeux en forêt et au champ pourraient être en grande partie responsables de la variabilité du contenu biogéochimique entre ces deux milieux. Comme la variabilité des paramètres physiques entre les parcelles au champ est assez négligeable, la variabilité du contenu biogéochimique devient conséquemment limitée au type de sol sous-jacent à la neige.

La base du manteau neigeux de la parcelle Herbacé pourrait se différencier des autres parcelles au champ par la présence d'une couche chaude « alimentée » en MO fraîche. Les parcelles Minéral et Contrôlé ont le même potentiel, mais comme l'unique intrant de composés est atmosphérique, cette couche demeure « inactive ». L'abondance bactérienne a été mesurée afin de déterminer si les bactéries peuvent être significativement présentes dans la neige pour transformer la MO présente et modifier sa biogéochimie. Si les bactéries sont significativement présentes, on pourrait s'attendre à les retrouver particulièrement dans la couche active du manteau représentant une source potentielle de nourriture.

2.2.2.5 Activité biologique : implications sur les composés dans la neige

Des indices qui pourraient témoigner de la présence d'une activité biologique dans le manteau neigeux sont la hausse des concentrations de NH_4^+ ou de COD. Dans la neige, les bactéries peuvent consommer même produire de la MOD et influencer la signature de la MODF. L'abondance bactérienne dans la neige a ainsi été déterminée afin d'évaluer son rôle potentiel dans la transformation ou remobilisation des composés présents. Les bactéries attachées aux particules ont également été mesurées puisque les échantillons n'ont pas été filtrés.

L'abondance bactérienne varie entre $0,6 \times 10^3$ et 600×10^3 bactéries mL^{-1} de neige fondue (figure 2.27). Ces valeurs se rapprochent de celles mesurées dans la neige en moyennes latitudes et en montagne, où les concentrations varient de 3×10^3 (Bauer *et al.*, 2002) à 400×10^3 bactéries mL^{-1} (Alfreider *et al.*, 1996; Sattler *et al.*, 2001; Segawa *et al.*, 2005). Dans la neige alpine par exemple, les concentrations sont de l'ordre 11×10^3 (Sattler *et al.*, 2001) à 20×10^3 (Bauer *et al.*, 2002). La parcelle en forêt indique un nombre de bactéries de deux ordres de grandeur supérieurs à celui des parcelles Minéral et Contrôlé et d'un ordre de grandeur supérieur à celui de la parcelle Herbacé. Les CV spatiale du nombre de bactéries dans la neige sont cependant élevés : 97, 53 et 45 % pour les couches basales, centrales et sommitales.

La quantité moyenne de bactéries mesurée dans le manteau neigeux des parcelles Minéral et Contrôlé ($3,6$ à $6,6 \times 10^3$ bactéries mL^{-1} ; figure 2.27) est à la limite de détection des instruments et inférieure à la variabilité spatiale (ICM : $1,0$ à $9,0 \times 10^3$ bactéries mL^{-1}). Ces valeurs négligeables sont toutefois comparables à celles mesurées dans le manteau neigeux en Antarctique, variant de $2,00$ à $5,00 \times 10^3$ bactéries mL^{-1} (Carpenter *et al.*, 2000). Elles sont cependant inférieures aux concentrations de bactéries mesurées dans la neige recouvrant un glacier (20 à 2000×10^3 bactéries mL^{-1}) et dans le manteau neigeux côtier (60×10^3 bactéries mL^{-1}) de la

mer du Groenland en Norvège (Amato *et al.*, 2007b). Les valeurs à la côte sont d'un ordre de grandeur inférieur à celles de la glace de mer (Brinkmeyer *et al.*, 2003). Amato *et al.*, (2005) rapportent que ces valeurs sont inférieures à celles mesurées dans l'eau de nuages dans le Massif Central de la France (100×10^3 bactéries mL^{-1}).

La présence en faible quantité de bactéries dans la neige des parcelles Minéral et Contrôlé se traduit par un apport atmosphérique qualifié négligeable. Les bactéries pourraient provenir des cristaux de neige, où elles auraient joué le rôle de noyau de condensation ou congélation (Carpenter *et al.*, 2000; Amato *et al.*, 2007a). Elles ne seraient pas en nombre suffisant pour minéraliser significativement la MO présente. Cependant, les deux premières couches de neige de la parcelle Herbacé sont significativement ($P \leq 0,01$; $P \leq 0,05$) plus concentrées en bactéries que les autres parcelles du champ. Les concentrations variant de $\sim 500 \times 10^3$ bactéries mL^{-1} (couche 1) à $\sim 50 \times 10^3$ bactéries mL^{-1} (couche 2) sont comparables aux environnements de moyennes latitudes et de montagne. Le sol organique herbacé riche en bactéries pourrait être la principale source pour cette parcelle de neige.

L'abondance moyenne de bactéries dans la neige en forêt ($163,5 \pm 1,1 \times 10^3$ bactéries mL^{-1}) est significativement plus importante (annexe A.8) que celle de la parcelle Herbacé ($57,2 \pm 0,8 \times 10^3$ bactéries mL^{-1} ; figure 2.27). La croissance du nombre de bactéries sur l'ensemble des couches de neige en forêt à partir du début mars différencie encore plus la neige en forêt de celle du champ. Selon Jones (1987), la dégradation microbiologique de la MO de la canopée, mais surtout le lessivage de la MO, contribueraient à la hausse des nutriments inorganiques dans la neige en forêt. D'ailleurs, à la fin de la saison, où le manteau ne faisait qu'à peine 5-10 cm pour la parcelle Forêt, les concentrations de N et C organiques dissous (figure 2.9 et 2.12) et de bactéries (figure 2.27) étaient considérablement plus élevées que la moyenne saisonnière. Dans ces circonstances, une production de composantes C1A, C1B ou C2 par les bactéries a pu avoir lieu (figure 2.21 à 2.23).

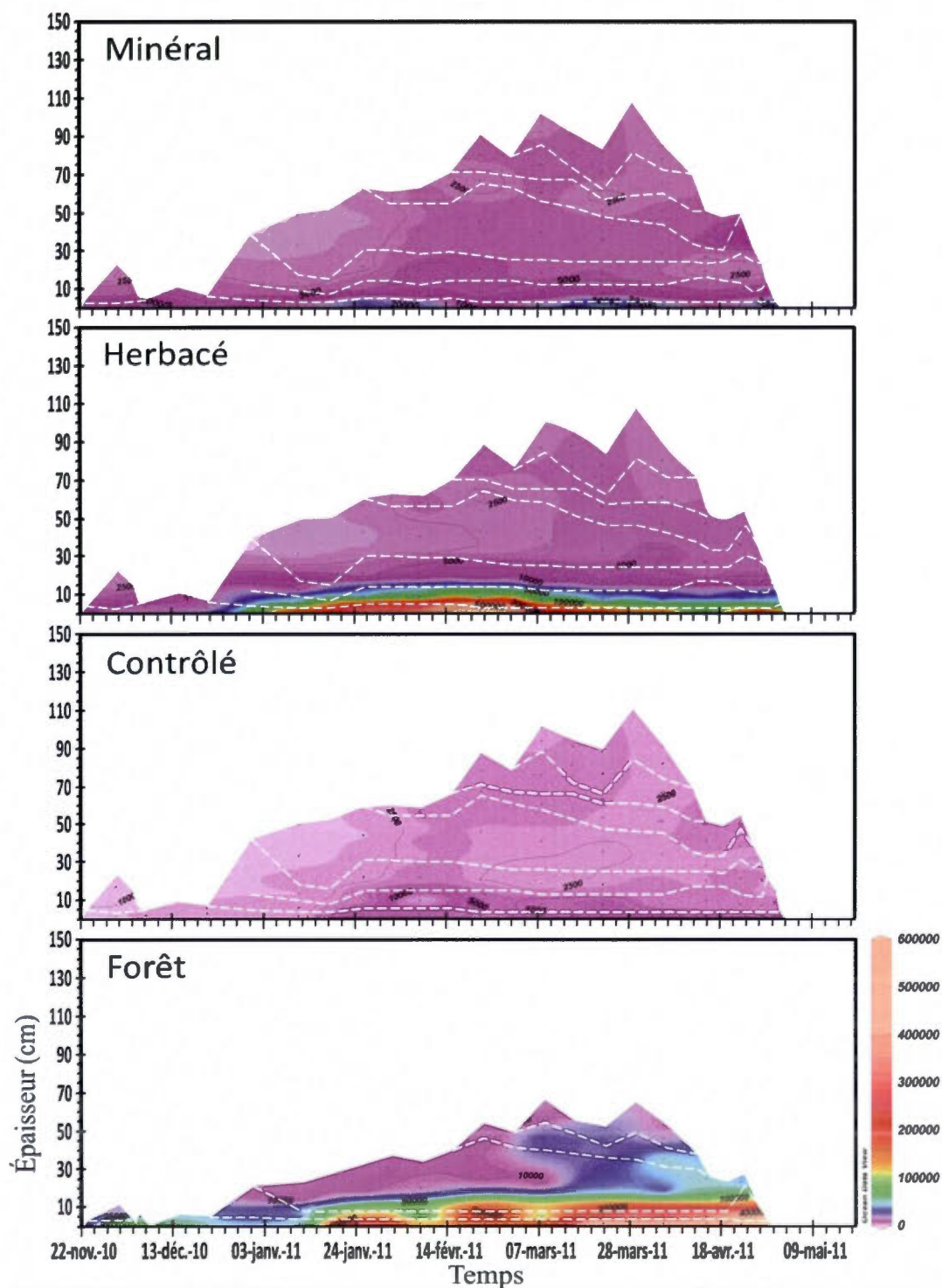


Figure 2.27 : Abondance bactérienne de la neige (bactéries mL⁻¹) des quatre parcelles; lignes blanches en tirets sont les couches échantillonnées; limite de détection : ~1000 bactéries mL⁻¹

Le nombre de bactéries de la neige est de plusieurs ordres de grandeur inférieur à celui du sol (facteur $\sim 1 \times 10^6$; figure 2.28; tableau 2.9). Les concentrations moyennes du sol ($\bar{X} \pm s$), exprimées en 10^9 bactéries par g de sol sec, sont similaires pour les parcelles Minéral ($5,58 \pm 2,05$), Herbacé ($7,36 \pm 6,53$) et Forêt ($6,05 \pm 3,40$). Elles diminuent radicalement en début de saison pour l'ensemble des parcelles (figure 2.28). Pour la première couche de la parcelle Herbacé, la baisse est près d'un ordre de grandeur de mi-octobre à début décembre. Biederbeck et Campbell (1971) in Fitzhugh *et al.* (2001) et Blume *et al.* (2002) expliquent que les T de l'air plus froides à la fin de l'automne expliqueraient cette forte diminution.

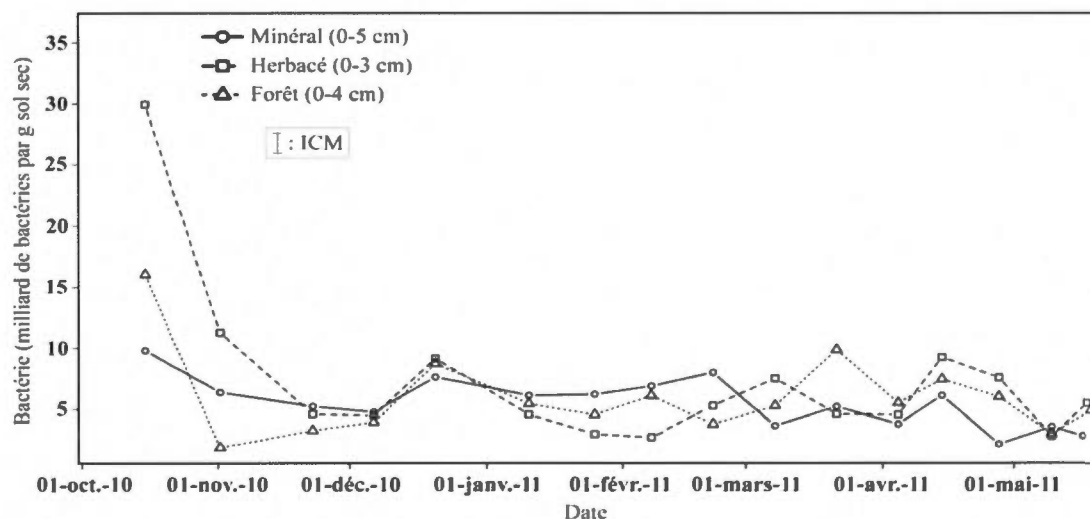


Figure 2.28 : Abondance bactérienne (milliard de bactéries par g de sol sec) pour la première couche du sol de chaque parcelle

Note : ICM équivaut à l'intervalle de confiance attribué à chaque donnée

Le rapport HNA:LNA (sans unité) est utilisé comme indice de la modification de l'écologie microbienne, c'est-à-dire d'un changement dans la communauté, soit une modification de celle en place, soit un remplacement par une autre communauté et ne

réfère pas nécessairement à l'activité des bactéries (Bouvier *et al.*, 2007; Lebaron *et al.*, 2001). Pour l'ensemble des échantillons de neige et de sol analysés, le rapport HNA:LNA est >1 , ce qui signifie que les bactéries HNA dominent sur les LNA. Lorsque le rapport demeure stable, comme pour la plupart des échantillons de neige ($\sim 2,5$; annexe A.7), ceci suppose qu'il n'y a pas de changement dans la structure de la communauté microbienne. À l'opposé, l'événement de février, où les rapports pour toutes les parcelles de neige au champ atteignent ~ 7 , indique une modification ou un changement dans la communauté. Cette hausse est marquée à partir de la fin mars dans la parcelle de neige en forêt (annexe A.7) et peut être associée à la hausse des températures dans la neige (figure 2.3) qui augmenterait le taux métaboliques des bactéries (Price et Sowers, 2004).

Tableau 2.9 : Abondance bactérienne (10^9 bactéries par g de sol sec) et rapport HNA:LNA

Parcelle	Couche (cm)	Sol		HNA:LNA	
		Abondance bactérienne			
		\bar{X} -médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -médiane \pm s	Étendue
Minéral	0-5	5,58-5,75 \pm 2,05	2,19-9,87	12-11 \pm 4	7-19
	5-10	4,76-4,36 \pm 1,87	2,76-9,46	13-11 \pm 4	9-20
Herbacé	0-3	7,36-5,02 \pm 6,53	2,76-30,00	12-11 \pm 2	8-17
	3-10	4,63-2,08 \pm 1,89	2,13-9,11	13-12 \pm 4	8-20
Forêt	0-4	6,05-5,43 \pm 3,40	1,89-16,10	12-11 \pm 4	6-19
	4-10	5,47-4,99 \pm 2,71	2,95-13,90	15-15 \pm 4	9-21

HNA, bactéries à haut contenu en acides nucléiques; LNA, bactéries à faible contenu en acides nucléiques

Les rapports HNA:LNA dans la neige (annexe A.7) au champ (1,1 à 7,4 \pm 0,5) et en forêt (3,1 à 17,1 \pm 0,7), par leur CV spatiale très élevé (entre 42 et 109 % pour LNA et entre 46 et 85 % HNA) ne sont pas significativement différents. Le rapport HNA:LNA

en forêt est cependant similaire à celui du sol (6,4 à 20,9 \pm 3,7; tableau 2.9). D'ailleurs, le rapport HNA:LNA moyen de la première couche de sol de chaque parcelle est similaire (\sim 12 \pm 4; tableau 2.9). Leur CV spatiale (<19 %) est beaucoup plus faible que celui dans la neige. Bouvier *et al.* (2007) ont montré que le rapport HNA:LNA diffère d'un milieu aquatique à un autre. Les rapports les plus élevées sont observés dans les eaux marines (4,80 \pm 0,39), estuariennes (4,47 \pm 0,12), lacustres (4,35 \pm 0,26) et de lagon (4,23 \pm 0,27). Les rivières (3,74 \pm 0,18) et les marécages (3,72 \pm 0,20) ont montré les rapports les plus faibles. Lebaron *et al.* (2001) ont plutôt mesuré un rapport moyen de 4,32 \pm 0,96 dans l'eau de mer de la côte méditerranéenne. Massicotte et Frenette (2011) ont mesurés de faibles rapports compris entre 0,17 et 0,56 \pm 0,07 (tributaires, grands lacs, zones de mélanges des eaux), ce qui signifie que les bactéries LNA dominent dans ce type de milieu. Finalement, les rapports HNA:LNA du sol et de la neige des parcelles étudiées dépassent largement ceux mesurés dans les autres environnements. Comme l'abondance bactérienne et le rapport HNA:LNA moyens sont similaires pour toutes les parcelles de sol, l'activité biologique du sol serait alors de même intensité.

Les fluorophores C1 et C2, des modèles PARAFAC, sont de nature protéinique et pourraient potentiellement être d'origine microbienne. Les différences observées peuvent être causées par différentes souches de bactéries. L'intensité de fluorescences de ces composantes est d'ailleurs élevée dans la neige et le sol des parcelles Herbacé et Forêt. Dubnick *et al.* (2010) ont également observée ces composantes dans la glace et la neige. Ils concluent que leur présence est significative dans les environnements froids. Ils ont entre autre observé à la base des glaciers une couche de glace ayant incorporée des sédiments contenant de la MOD. Cette MOD pourrait être une source de nourriture pour les bactéries. Cependant, le rapport HNA:LNA des bactéries se trouvant à la base du manteau neigeux des quatre parcelles n'est pas plus élevé que celui calculé sur le reste de la colonne de neige (annexe A.7). Ainsi, l'activité ne serait pas plus importante à la base du manteau, donc considérée faible. Ceci pourrait

justifier l'accumulation de composés organiques et inorganiques dissous dans cette région du manteau.

En forêts boréales, des organismes autres que les bactéries seraient actifs dans la neige. Les organismes responsables de cette activité seraient des micros épiphytes, lichens, algues et champignons introduits dans le manteau neigeux lors du dépôt des débris organiques provenant de la canopée de la forêt (Jones et Sochanska, 1985). Ashmole *et al.* (1983) *in* Aitchison (2001) ont également identifiés 130 espèces d'invertébrés dans le manteau neigeux à Cairngorms, en Écosse. Aitchison (2001) mentionne que ces invertébrés jouent un rôle dans la dégradation de la MO de la neige et sur sa redistribution au sein du manteau. Dans nos parcelles d'études, des collemboles (*Collembola*), de la classe des petits arthropodes, ont été observés à quelques reprises aux cours de l'hiver (période d'accumulation de neige) dans les parcelles de neige Herbacé et Forêt. Leur présence est ensuite devenue prépondérante dès le début de la période de fonte dans les deux premières couches de neige de la parcelle Herbacé et sur toute la colonne de neige de la parcelle Forêt. Ces insectes détritivores ont été identifiés comme un groupe majeur parmi les insectes hivernaux actifs dans la neige (Aitchison, 2001). Ils pourraient jouer un rôle clé dans le modelage de la MOD.

2.2.3 Sources des substances dans le couvert nival et processus responsables de leur présence

Quatre sources de matières organiques et inorganiques au manteau neigeux ont été identifiées précédemment et sont résumées à la figure 2.29. L'ensemble des fluorophores a été présenté pour chaque source ainsi que pour le sol. Ces données sont tirées des figures 2.21 à 2.29 pour la neige et du tableau 2.8 pour le sol.

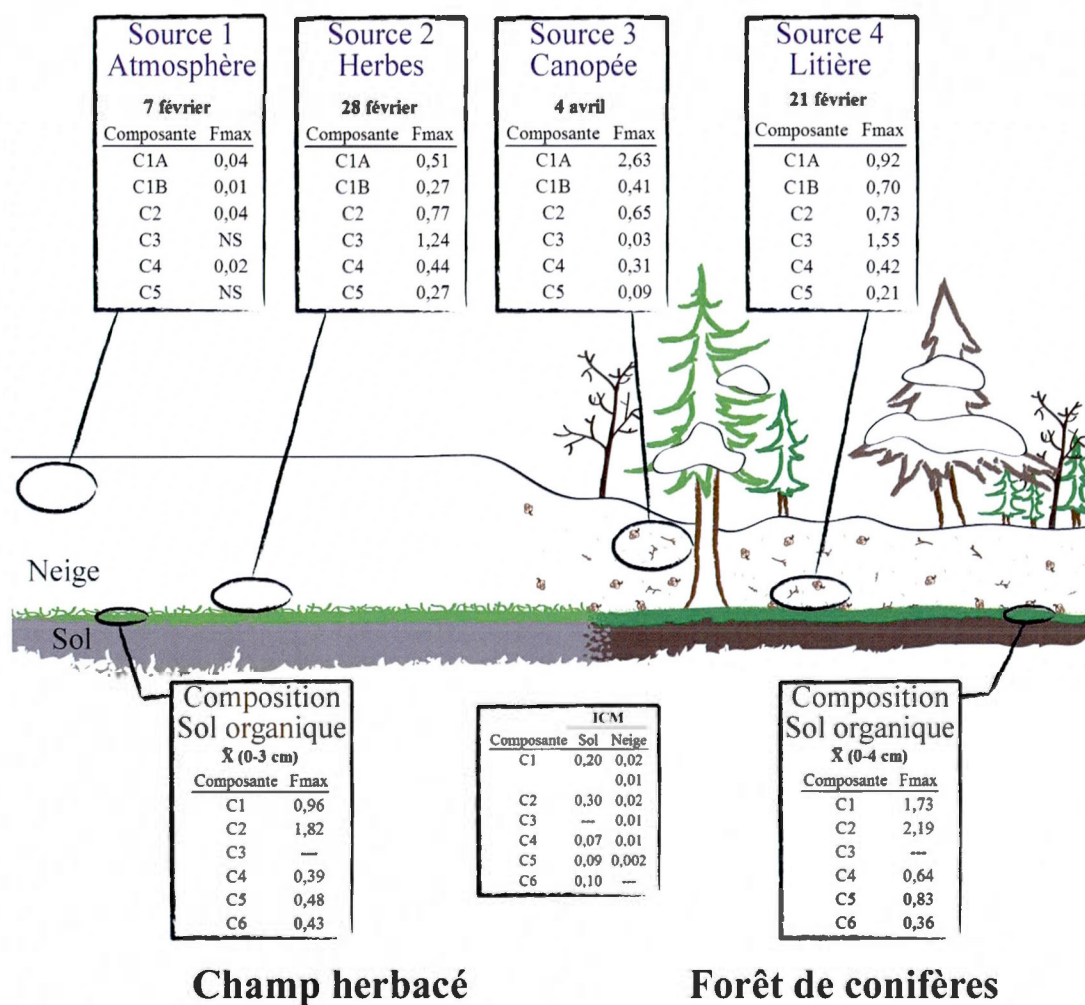


Figure 2.29 : Source de MOD fluorescente dans la neige et fluorescence moyenne de la MOD du sol au champ et en forêt; unités : U.R.

La première source, l'atmosphère (source 1), est omniprésente pour toutes les parcelles. Elle est la source principale pour le N-inorganique et négligeable pour tous les autres paramètres étudiés. Le film plastique coupant le contact direct entre le sol et la neige a permis d'étudier un manteau neigeux sans interaction avec le sol. Les résultats de la parcelle Contrôlée ont donc servi de référence comparative à ceux des autres parcelles. Cette parcelle contrôlée a ainsi permis d'identifier les paramètres

chimiques et biologiques de la neige les plus sensibles au type de sol subnival. La grande ressemblance entre les parcelles Minéral et Contrôlé suggère que les échanges sont faibles entre un sol minéral et le couvert de neige. Le seul apport de MODF au manteau neigeux de ces parcelles serait atmosphérique. Cet apport peut même être considéré négligeable, car les valeurs sont non significatives pour les composantes C3 et C5 et à la limite de l'incertitude pour les autres (figure 2.29). Pour toutes les sources étudiées (atmosphère, herbes, canopée, litière), l'atmosphère a les valeurs les plus faibles. L'apport de l'atmosphère dans ces milieux serait présent, mais négligeable. Elle est souvent masquée par les autres sources dont l'intensité est plus élevée.

La seconde source est la surface organique herbacée (source 2) au champ et la troisième source, spécifiquement en forêt, est la canopée (source 3), où les débris s'accumulent dans la neige. Finalement, la quatrième source, en forêt également, est la surface organique de la litière (source 4). Les sources 2 et 4 se ressemblent par leurs fluorophores dominants s'apparentant aux protéines (tyrosine et tryptophane) ainsi qu'aux substances humiques et fulviques (tableau 2.7). Les sources 3 et 4 se ressemblent également par l'intensité des fluorophores protéiniques dominants. Il est normal d'arriver à cette constatation puisque la litière forestière est principalement composée des débris de la canopée. Cependant, la source litière est assez riche en composante C3 (1,55 U.R.) ainsi que la source herbes (1,24 U.R.) comparativement à la source canopée qui est assez pauvre (0,03 U.R.; figure 2.29). Ainsi, le produit du lessivage et de la décomposition des débris de la canopée dans la neige est similaire à celui des débris frais de l'automne précédent accumulés à la surface de la litière.

Les intensités de fluorescence les plus fortes dans la neige sont notées pour les composantes C1A, C2 et C3 (figure 2.29). D'ailleurs pour le sol, les composantes C1 et C2 ont les intensités de fluorescence les plus élevées (figure 2.29). Dans la littérature, elles sont associées à la production biologique ou autochtone de MOD

(tableau 2.7). La composante C3, telle que décrite, est très riche pour les sources herbes et litière et très faible pour la source canopée, ce qui signifie qu'elle aurait une origine autre qu'atmosphérique ou de la canopée. La composante C3 de la neige serait plutôt de nature terrestre et s'apparente aux substances humiques et fulviques. Ceci pourrait confirmer l'hypothèse avancée que la MOD des couches basales du manteau neigeux de la parcelle Herbacé et Forêt proviendrait du sol. L'origine terrestre expliquerait pourquoi l'intensité de fluorescence du fluorophore C3, dans les couches supérieures du manteau neigeux en forêt, est pratiquement négligeable (Source 1 : NS; Source 2 : 0,03 U.R.). Cependant, la composante C3 est absente du modèle PARAFAC du sol. Il est possible que la composante C3 du modèle PARAFAC du sol ait été diluée parmi les composantes C2 et C4 où les longueurs d'onde d'excitation et d'émission sont similaires. Ceci pourrait représenter une des limites du modèle.

Comme C3, le fluorophore C4 de la neige pour la source canopée s'apparente aux substances humiques et fulviques. Il serait d'origine terrestre ou anthropique. Son intensité de fluorescence (0,31 U.R.) se rapproche d'ailleurs de celle des sources herbes (0,44 U.R.) et litière (0,42 U.R.). Finalement, la composante C1A de la source canopée (2,63 U.R.) indique l'intensité de fluorescence la plus importante mesurée dans la neige, toutes sources confondues. Elle s'apparente à la tyrosine et au tryptophane. Hunt *et al.* (2008) ont également identifié cette composante dans la MO extractible à l'eau provenant de feuilles d'érables fraîches ou en décomposition. Toutefois, aucune érable se trouve dans la parcelle de forêt étudiée, ni à proximité. Cependant, cette forêt est riche en aiguilles de conifères. Les aiguilles peuvent donc, elles aussi, être des agents émetteurs de MOD de type protéinique produit par les bactéries suite à la dégradation des débris végétaux.

En somme, les différences entre les parcelles Contrôlé et Herbacé ou entre Minéral et Herbacé sont spécifiquement observables dans les ~15 premiers cm à la base du

manteau neigeux. Pour les parcelles Minéral et Contrôlé, les concentrations des deux premières couches diffèrent de celles mesurées aux parcelles Herbacé et Forêt. Ces différences s'observent par la présence d'un horizon riche en MO en contact direct avec la neige. L'influence du sol sur la composition biogéochimique du manteau semble se limiter à ce type de milieu. La présence de composés organiques et inorganiques dissous sur ces quelques cm à la base du manteau, et même de bactéries, peut être expliquée par au moins six processus distincts décrits dans la littérature, mais pouvant être combinés.

- Un premier processus implique la dégradation microbiologique qui solubilise les composés organiques et enrichie le manteau neigeux en composés dissous (Jones, 1987). Cette activité a plus de chance de se dérouler là où les concentrations en MO du manteau neigeux sont les plus importantes et où l'abondance bactérienne est la plus élevée (figure 2.27). La composante C1A, riche dans la canopée, pourrait être d'origine microbienne. Hoham et Duval (2001) ont observé une activité microbiologique plus importante en forêt qu'en milieu ouvert. Ces résultats concordent avec des abondances bactériennes moyennes d'un ordre de grandeur plus important que le manteau de la parcelle Herbacé et de deux ordres de grandeur plus élevés que les parcelles Contrôlé et Minéral (annexe A.9). Toutefois, l'abondance bactérienne dans le sol pour l'ensemble des parcelles est statistiquement égale.
- Un second processus décrit par DeWalle et Rango (2008) et Langham (1974), est la succion par capillarité qui pourrait faire migrer les substances du sol sur quelques cm de neige. Ce processus nécessite par conséquent la présence d'un fluide sous phase liquide dans la neige. Ainsi, la « couche chaude » observée dans le manteau neigeux serait une zone potentielle pour le processus d'ascension capillaire impliquant l'eau.

- Un troisième processus serait le brassage éolien de la première neige avec la MO fraîche ou décomposée présent à la surface sol en début de saison. Une accumulation de débris organiques peut donc se produire dans les premiers cm de neige à la base du manteau neigeux. Ce processus de mélange permettrait ensuite aux débris organiques de cette couche basale d'être lessivés (Jones, 1987).
- Un quatrième processus serait simplement causé par le microrelief des sols à horizon organique (parcelle Herbacé et Forêt) où les 2 à 3 premiers cm du couvert nival sont entremêlés avec la végétation herbacée, dans le cas de la parcelle Herbacé, et avec les débris organiques frais accumulés sur la litière forestière (aiguilles, brindilles, cônes, branches, etc.), pour le cas de la parcelle Forêt, au cours de l'année (Jones, 1987). Ces matières organiques fraîches sont également sujettes au lessivage.
- Un cinquième processus à considérer est le bris des agrégats organiques formant le sol par le gel et les cycles de gel/dégel (Bullock *et al.*, 1988; Fitzhugh *et al.*, 2001). Cette désagrégation contribue à rendre la MO, présente dans le sol, plus extractible et expliquerait l'augmentation des molécules de petites tailles dans le sol (Hudson *et al.* 2009) au début de l'hiver. Ce processus pourrait également avoir lieu avec les agrégats organiques dans la neige. Une MO labile pourrait donc s'accumuler dans la neige.
- Un sixième processus est la sorption sur la surface des grains de neige de composés organiques (Goss, 1993 *in* Hogan et Leggett, 1995) et chimiques (Albert et Hardy, 1995) provenant de gaz s'échappant du sol. Hogan et Leggett (1995) ont surtout observé ce phénomène dans un manteau neigeux sec. Les gaz peuvent cheminer vers la surface par ventilation, c'est-à-dire le pompage qu'effectue le

vent lorsqu'il entre dans la matrice neigeuse (Colbeck, 1989), par diffusion et convection (Albert et Hardy, 1995). Ce dernier intervient cependant sur une toute autre échelle, c'est-à-dire que son influence serait très négligeable comparativement aux autres processus. De plus, ce processus aurait lieu surtout sur les premiers cm du manteau puisque ceux-ci sont les premiers à entrer en contact avec les composés organiques provenant des gaz.

Un autre élément pourrait être responsable de valeurs plus importantes dans la première couche de neige : la contamination de la neige par le sol lors du prélèvement. Il n'est pas tout à fait un processus, mais peut plutôt être considéré comme un biais méthodologique. En fait, lors de l'échantillonnage, une attention particulière était attribuée à l'échantillonnage de la couche 1 du manteau neigeux, qui a toujours été limitée à 2 à 3 cm d'épaisseur. Malgré les précautions prises lors de l'échantillonnage des couches basales du couvert nival, une contamination des échantillons par le sol n'est pas à exclure. Toutefois, pour plusieurs paramètres des parcelles Herbacé ou Forêt, des concentrations significativement plus élevées ont été notées pour les couches 2 et même 3, à plusieurs occasions. Or il est peu probable, voire impossible, que les couches 2 et 3 aient été contaminées par le sol lors du prélèvement. Finalement, la compaction du manteau neigeux, qui se traduit en milieu naturel par la densification de la neige, serait un septième processus pouvant expliquer les plus fortes concentrations de composés, mais observable sur toute la colonne de neige. Ce phénomène a pour effet de concentrer les composés dans un volume plus petit. Les figures 2.4 et 2.5 suggèrent cet effet de compaction.

L'influence du sol sur le manteau neigeux semble bien présente dans les couches 1 et 2 de la neige représentant en moyenne les 15 premiers cm à partir de la base. L'influence du sol semble s'arrêter au-delà de la troisième couche, où il n'existe plus aucune différence statistique significative entre les parcelles du champ. Le découpage de la colonne de neige des parcelles au champ en sept couches distinctes (figure 1.6)

n'était donc pas nécessaire, il aurait pu se limiter aux premières couches basales pour répondre aux objectifs de l'étude. Ainsi, du centre au sommet du manteau neigeux, chacune des quatre couches constituant le manteau ne forme qu'une unité sur tout le champ et aucune influence biogéochimique par le sol n'est notée dans cette région du manteau. La biogéochimie de cette portion du manteau est contrôlée par la composition de la neige à sa chute et ensuite régit par les échanges atmosphériques et les processus de réactions chimiques et photochimiques post-dépôt (Dominé et Shepson, 2002; Albert *et al.*, 2002; Herbert *et al.*, 2006; Grannas *et al.*, 2007).

À la lumière des résultats obtenus, il semble que le sol contribue à la composition chimique du manteau neigeux. Cette contribution est cependant limitée aux parcelles dont la nature du sol en surface est organique. Les paramètres étudiés (physique, chimie, microbiologique) sont des indicateurs d'une accumulation/enrichissement en matières organiques et inorganiques dissoutes dans les deux premières couches de neige à la base du manteau des parcelles au sol à horizon de surface organique. Cette couche peut être interprétée comme une couche active et associée à la « couche chaude » déterminée par l'analyse des propriétés physiques du manteau. Finalement, les résultats mettent en évidence qu'au-delà de ~15 cm de neige, le manteau neigeux dans le champ est indifférent à la nature du sol qu'il recouvre.

CONCLUSION

Cette étude, qui visait à comprendre le rôle du sol dans la présence de composés inorganiques et organiques dissous (C, N, P) dans le manteau neigeux en période d'accumulation et de fonte, constitue à notre connaissance une des premières études à très haute résolution temporelle sur le sol et la neige en période hivernale. De plus, l'approche par une analyse à micro-échelle de la variabilité spatiale du sol et la neige a montré, qu'en général, la variabilité temporelle (sol et neige) de la plupart des composés étudiés a été plus importante que la variabilité spatiale (objectif spécifique 1). Pour atteindre cet objectif, nous avons d'abord quantifié la variabilité spatiale et temporelle des composés organiques et inorganiques dissous dans le manteau neigeux et le sol, ce qui a été le plus grand défi de cette recherche. Cet objectif a permis en premier lieu de valider les résultats.

Ensuite, nous avons déterminé l'influence des propriétés physiques du couvert nival sur l'évolution saisonnière des composés dissous (objectif spécifique 2). Il est ressorti que la structure du manteau neigeux joue un rôle important dans le contenu et la distribution des composés dans la neige. De plus, nous avons voulu caractériser l'évolution saisonnière des composés organiques et inorganiques dissous du couvert nival de sols de type minéral, herbacé, litière forestière et contrôlé par un film plastique (objectif spécifique 3). Les différences sont d'ailleurs marquées entre les parcelles de type minéral et organique. Finalement, avec l'ensemble de ces informations, nous avons été en mesure de déterminer quatre sources de composés organiques et inorganiques au manteau neigeux (objectif spécifique 4).

Il a été observé que la physique de la neige varie d'un milieu ouvert (champ) à un milieu forestier. La neige contrôle les T du sol au cours de l'hiver ainsi que la

profondeur et la durée du gel du sol. Elle joue un rôle primordial sur le devenir et la distribution des substances présentes. Une « couche chaude » aux T près de 0 °C a été observée à l'interface neige-sol qui suggère une zone potentielle de mobilité des substances présentes par l'eau. Cette couche de ~15 cm d'épaisseur, mais plus discrète en forêt, triple en épaisseur au moment de la fonte et finit par occuper toute la colonne de neige pour chaque parcelle. Cette zone dans la neige a également été reconnue comme étant plus riche en matières organiques et inorganiques dissoutes. Cette « couche chaude » est considérée comme une couche active sur le plan biogéochimique.

Plus de sept processus pouvant expliquer les fortes concentrations relatives ont été décrits. Le lessivage *in situ*, par exemple, semble être le processus le plus efficace et actif. La forte concentration de débris organiques frais présents à la base pour les deux milieux est lessivée par l'eau liquide dans la neige. Ce lessivage peut s'effectuer sur toute la colonne en forêt par la présence de débris de la canopée apportés tout au long de l'hiver alors qu'il est limité à la première couche de neige de la parcelle à végétation herbacée. Ces débris organiques sont présents dans cette couche par le mélange avec la neige au début de la saison ou grâce à l'irrégularité du microrelief. Le processus migratoire des substances dissoutes du sol vers la neige par ascension capillaire serait très négligeable et limité à seulement 2-3 cm ou même inactif lorsque le contenu en eau liquide est de 1 % par volume. Les substances du sol ne pourraient donc pas migrer jusqu'au 12-15 cm d'épaisseur observée. Les substances de la première couche de neige sont celles qui pourraient avoir migré vers la seconde couche. Même si la « couche chaude » a pris la même importance pour les trois parcelles du champ, aucun lessivage significatif n'a pu avoir lieu sur le sol minéral ou contrôlé, car aucun débris organiques ne s'est accumulé significativement dans le manteau neigeux de ces parcelles.

La première hypothèse étant que le sol libère significativement des matières au couvert nival pour en influencer sa composition biogéochimique a pu être validée. En fait, les résultats ont montré que la parcelle Contrôlée est neutre dans les échanges neige-sol et que la parcelle Minéral se comporte très similairement à cette dernière. Donc, le sol à nature minéral n'aurait pas d'influence significative sur la biogéochimie du couvert nival, contrairement aux parcelles où le sol est de nature organique (Herbacé et Forêt). Ainsi, la seconde hypothèse mentionnant que le type d'horizon subnival influence la concentration et les caractéristiques de la MOD, des organismes et des nutriments retrouvés dans les premiers décimètres du couvert nival ne serait pas validée complètement. En fait, il a été observé que le type de sol n'a pas d'influence sur les concentrations de N-inorganique dans la neige. Malgré un apport significatif de MODF dans la neige par des origines identifiées terrigènes, un apport très considérable de MO s'apparentant aux protéines a été noté dans le manteau neigeux forestier. Cette matière semblerait provenir du lessivage des débris de la canopée. Cependant, des expériences supplémentaires sont nécessaires pour valider l'origine de la signature de cette MO étant donné que les forêts de conifères libèrent des composés aromatiques ayant des signatures s'apparentant aux protéines.

Finalement, la dernière hypothèse avance que les composés organiques dissous mobilisés à la base du couvert nival sont essentiellement d'origine terrigène et qu'ils sont transformés par les processus microbiologiques actifs dans la neige. Elle n'a été que partiellement validée, car les bactéries ne semblent pas significativement présentes et actives pour influencer le contenu biogéochimique de la neige, à l'exception de la parcelle forestière où les bactéries sont significativement présentes. Il a été montré que les composés organiques dissous d'origine atmosphérique sont en bruit de fond dans la matrice neigeuse pour l'ensemble des parcelles. Comme la contribution du sol à la biogéochimie du manteau des parcelles Contrôlée et Minéral s'est avérée nulle, les concentrations observées pour ces deux parcelles seraient donc atmosphériques. Il a également été mis en évidence que les composés organiques

dissous des couches 1 et 2 du manteau de la parcelle Herbacé et Forêt sont essentiellement terrigènes. Les MOD des couches supérieures seraient, pour la parcelle Herbacé, aussi atmosphérique et attribuées à la chimie d'origine du cristal de neige. En forêt, les couches supérieures sont essentiellement enrichies par les débris organiques frais provenant de la canopée.

En guise de réflexions, il aurait été pertinent de mesurer le contenu en eau liquide de la neige afin de déterminer le potentiel réel de la « couche chaude » à interagir avec la MO et les bactéries présentes. Il a cependant été noté dans la littérature que ce paramètre est difficilement mesurable de façon simple et précise (Lundberg et Halldin, 2001). De plus, l'étude que nous avons réalisée s'est uniquement concentrée sur la fraction dissoute de la MO, tandis que la fraction particulaire, soumise au lessivage et à la dégradation bactérienne, semble jouer un rôle clé. Il a été constaté, grâce aux observations en forêt, que les composés dissous de même que les bactéries s'incorporant au manteau semblent principalement provenir du lessivage des débris organiques de la canopée. Une dégradation des débris organiques dans la neige comme le suggère les patrons de NH_4 dans la forêt pourrait également apporter une source considérable de N-organique particulaire.

En perspectives de recherche, il aurait été pertinent de quantifier et d'étudier 1) la masse totale de la MO particulaire (C, N, P) dans la neige en forêt; 2) l'origine de N et de C par l'utilisation de traceurs isotopiques C^{13} et N^{15} comme outils supplémentaires; 3) la surface totale des débris en contact avec la neige ou l'eau liquide du manteau neigeux; 4) la solubilisation de la MO et des nutriments inorganiques et organiques dans la neige ou l'eau liquide dans la neige et 5) les bactéries, et leur communauté, attachées aux débris organiques. La combinaison des mesures de contenu en eau liquide de la neige et de la MO particulaire aurait permis de quantifier le poids du processus de lessivage, qui est avancé dans cette étude comme étant l'un des principaux processus. Finalement, un autre paramètre

mentionné régulièrement dans la littérature est la présence d'algues migrant du sol vers la neige. Ces algues peuvent être une source significative de MOD dans la neige (Grinde, 1983; Painter *et al.*, 2001; Kuhn, 2001; Jones *et al.*, 2001). Ce paramètre, facilement mesurable et peu coûteux, aurait pu nous informer de leur influence sur la distribution des substances présentes.

Finalement, cette étude unique par son approche et par sa considération du sol dans l'influence de la composition chimique du manteau neigeux est innovante. Elle rafraîchit sur des concepts physiques et biogéochimiques déjà observés dans des milieux similaires et mène à la compréhension de nouveaux. La mise en évidence de la contribution significative du sol et de la canopée à la qualité biogéochimique du manteau neigeux ouvre la voie vers des recherches plus poussées dans la compréhension de la part relative du sol et celle des dépôts de la canopée sur la chimie de la neige. Le lessivage des débris organiques et l'activité biologique dans le manteau neigeux ont été des témoins de la mise en place des processus de dégradation de la MO en environnement froid qui font basculer notre perception d'état stationnaire du manteau neigeux à un état transitoire. Le manteau neigeux pris dans une dynamique biogéochimique saisonnière peut ainsi être étudié à l'état transitoire, tandis que la plupart des modèles et des processus biogéochimiques dans la littérature sont étudiés à l'état stationnaire.

BIBLIOGRAPHIE

- Ågren, A., Buffam, I., Berggren, M., Bishop, K., Jansson, M., et Laudon, L. (2008). Dissolved organic carbon characteristics in boreal streams in a forest-wetland gradient during the transition between winter and summer. *Journal of Geophysical Research*, 113, p. 1-17.
- Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey. (1987). The Canadian system of soil classification. (2^e Éd.), Department of Canadian Agriculture, Publication 1646. Supply and Services Canada, Ottawa, Ontario, 164p.
- Aitchison, C. W. (2001). The Effect of Snow Cover on Small Animals. Chapter 5, p. 229-265 in Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.
- Albert, M. R., Grannas, A. M., Bottenheim, J., Shepson, P. B., et Perron, F. E. (2002). Processes and properties of snow-air transfer in the high Arctic with application to interstitial ozone at Alert, Canada. *Atmospheric Environment*, 36, p. 2779-2787.
- Albert, M. R., et Hardy, J. P. (1995). Ventilation experiments in a seasonal snow cover. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, 228, p. 41-49.
- Alfreider, A., Pernthaler, J., Amann, R., Sattler, B., Glöckner, F. O., Wille, A., et Psenner, R. (1996). Community analysis of the bacterial assemblages in the winter cover and pelagic layers of a high mountain lake by in situ hybridization. *Applied Environmental Microbiology*, 62, p. 2138-3144.
- Amato, P., Ménager, M., Sancelme, M., Laj, P., Mailhot, G., et Delort, A.-M. (2005). Microbial population in cloud water at the Puy de Dôme : implications for the chemistry of the clouds. *Atmospheric Environment*, 39, p. 4143-4153.
- Amato, P., Parazols, M., Sancelme, M., Laj, P., Mailhot, G., et Delort, A.-M. (2007a). Microorganisms isolated from the water phase of tropospheric clouds at the Puy de Dôme : major groups and growth abilities at low temperatures. *FEMS Microbiology Ecology*, 59, p. 242-254.
- Amato, P., Hennebelle, R., Magand, O., Sancelme, M., Delort, A.-M., Barbante, C., Boutron, C., et Ferrari, C. (2007b). Bacterial characterization of the snowcover at Spitzberg, Svalbard. *FEMS Microbiology Ecology*, 59, p. 255-264.
- Aminot, A., et Kérouel, R. (2004). *Hydrologie des écosystèmes marins. Paramètres et analyses*, France, Ifremer, (Éditions Quae), 336p.

Amoroso, A., Domine, F., Esposito, G., Morin, S., Savarino, J., Nardino, M., Montagnoli, M., Bonneville, J.-M., Clément, J.-C., Ianniello, A., et Beine, H. J. (2010). Microorganisms in dry polar snow are involved in the exchanges of reactive nitrogen species with the atmosphere. *Environmental science & technology*, 44 (2), 714–719.

Arp, P. A., et Krause, H. H. (1984). The forest floor: lateral variability as revealed by systematic sampling. *Canadian Journal of Soil Science*, 64 (3), p. 423-437.

Ashmole, N. P., Nelson, J. M., Shaw, M. R., et Garside, A. (1983). Insects and spiders on snow fields in the Cairngorms, Scotland. *Journal of Natural History*, 17, p. 599-613 in Aitchison, C. W. (2001). The Effect of Snow Cover on Small Animals. Chapter 5, p. 229-265 in Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.

Baduel, C., Voisin, D., et Jaffrezo, J.-L. (2010). Seasonal variations of concentrations and optical properties of water soluble HULIS collected in urban environments. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 (9), p. 4085–4095.

Barica, J., et Armstrong, F. A. J. (1971). Contribution by Snow to the Nutrient Budget of Some Small Northwest Ontario Lakes. *Limnology and Oceanography*, 16 (6), p. 891–899.

Barrie, L. A. (1985). Atmospheric particles: Their physical and chemical characteristics, and deposition processes relevant to the chemical composition of glaciers. *Annals of Glaciology*, 7, p. 100–108.

Bauer, H., Kasper-Giebl, A., Löflund, M., Giebl, H., Hitenberger, R., Zibuschka, F., et Puxbaum, H. (2002). The contribution of bacteria and fungal spores to the organic carbon content of cloud water, precipitation and aerosols. *Atmospheric Research*, 64, p. 109–119.

Beatty, S. W., et Stone, E.L. (1986). The variety of soil microsites created by tree falls, *Canadian Journal of Forest Research*, 16, p. 539-548 in Bélanger, N., et Van Rees, K.C.J., *Sampling Forest Soils*, Chapter 2, p. 15-24 in Carter, M.R., et Gregorich, E.G. (2008). *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2^e Éd.), Canadian Society of Soil Science, 1224p.

Beckett, P. T. H., et Webster, R. (1971). Soil variability : a review, *Soils Fertility*, vol. 34, p. 1-15 in Fons, Jaume, et Klinka, K. (1998). Chemical and biotic properties and temporal variation of moder humus forms in the rain forest near Vancouver, British Columbia. *Geoderma*, 86 (1-2), p. 83–98.

- Beine, H., Colussi, A. J., Amoroso, A., Esposito, G., Montagnoli, M., et Hoffmann, M. R. (2008). HONO emissions from snow surfaces. *Environmental Research Letters*, 3 (4), p. 1-6.
- Bélanger, N., et Van Rees, K. C. J., Sampling Forest Soils, Chapter 2, p. 15-24 in Carter, M.R., et Gregorich, E.G. (2008). *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2^e Éd.), Canadian Society of Soil Science, 1224p.
- Belke, S. E., McGinn, R. A., et Thompson, M. E. (2002). Factors affecting nutrient content in the winter snowfall over the Clear Lake watershed. *Prairie Perspectives : Geographical Essays*, p. 127-143.
- Belzile, C., Brugel, S., Nozais, C., Gratton, Y., Demers, S. (2008). Variations of the abundance and nucleic acid content of heterotrophic bacteria in Beaufort Shelf waters during winter and spring. *Journal of Marine Systems*, 74, p. 946–956.
- Biederbeck, V. O., et Campbell, C. A. (1971). Influence of simulated fall and spring conditions on the soil system: I. Effect on soil microflora. *Soil Science Society of America*, 35, p. 474-479 in Fitzhugh, R., Driscoll, C., et Groffman, P. (2001). Effects of soil freezing disturbance on soil solution nitrogen, phosphorus, and carbon chemistry in a northern hardwood ecosystem. *Biogeochemistry*, 56 (2), p. 215–238.
- Blume, E., Bischoff, M., Reichert, J. M., Moorman, T., Konopka, A., et Turco, R. F. (2002). Surface and subsurface microbial biomass, community structure and metabolic activity as a function of soil depth and season. *Applied Soil Ecology*, 20, p. 171–181.
- Bock, M. D., et Van Rees, K. C. J. (2002). Forest harvesting impacts on soil properties and Territories 1. *Canadian Journal of Fishing and Aquatic Sciences*, 32, p. 713–724.
- Boehme, J., Coble, P., R. Conmy, R., et Stovall-Leonard, A. (2004). Examining CDOM fluorescence variability using principal component analysis: seasonal and regional modeling of three-dimensional fluorescence in the Gulf of Mexico. *Marine Chemistry*, 89, p. 3-14.
- Borisover, M., Lordian, A., et Levy, G. J. (2012). Water-extractable soil organic matter characterization by chromophoric indicators: Effects of soil type and irrigation water quality. *Geoderma*, 179-180, p. 28–37.
- Bouvier, T., Del Giorgio, P., et Gasol, J. (2007). A comparative study of the cytometric characteristics of high and low nucleic acid bacteriaoplankton cells from different aquatic ecosystems. *Environmental Microbiology*, 9, p. 2050-2066.
- Bowman, W. D. (1992). Inputs and Storage of Nitrogen in Winter Snowpack in an Alpine Ecosystem. *Arctic and Alpine Research*, 24 (3), p. 211–215.

- Boyer, E. W., Hornberger, G. M., Bencala, K. E., et McKnight, D. M. (1997). Response characteristics of DOC flushing in an alpine catchment. *Hydrological processes*, 11, p. 1635–1647.
- Brinkmeyer, R., Knittel, K., Jürgens, J., Weyland, H., Amann, R., et Helmke, E. (2003). Diversity and structure of bacterial communities in Arctic versus Antarctic pack ice. *Applied Environmental Microbiology*, 69, p. 6610–6619.
- Bro, R. (1997). PARAFAC. Tutorial & applications. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 38, p. 149–171.
- Brooks, P. D., et Williams, M. W. (1999). Snowpack controls on nitrogen cycling and export in seasonally snow-covered catchments. *Hydrological Processes*, 13, p. 2177–2190.
- Brooks, P. D., Williams, M. W., et Schmidt, S. K. (1996). Microbial activity under alpine snowpacks, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, 32 (2), p. 93–113.
- Brooks, P., Williams, M., et Schmidt, S. (1998). Inorganic nitrogen and microbial biomass dynamics before and during spring snowmelt. *Biogeochemistry*, 43, p. 1–15.
- Bubier, J., Crill, P., et Mosedale, A. (2002). Net ecosystem CO₂ exchange measured by autochambers during the snow-covered season at a temperate peatland. *Hydrological Processes*, 16, p. 3667–3682.
- Buckeridge, K. M., et Grogan, P. (2010). Deepened snow increases late thaw biogeochemical pulses in mesic low arctic tundra. *Biogeochemistry*, 101 (1-3), p. 105–121.
- Bullock, M. S., Kemper, W. D., et Nelson, S. D. (1988). Soil Cohesion as Affected by Freezing, Water Content, Time and Tillage. *Soil Science Society of America Journal*, 52, p. 770–776.
- Burba, P., Shkinev, V., et Spivakov, B. Y. (1995). On-line fractionation and characterization of aquatic humic substances by means of sequential stage ultrafiltration. *Fresenius Journal of Analytical Chemistry*, 351, p. 74–82.
- Burdige, D. J., et Homstead, J. (1994). Fluxes of dissolved organic carbon from Chesapeake Bay sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, p. 3407–3424.
- Carpenter, E. J., Lin, S., et Capone, D. G. (2000). Bacterial activity in South Pole snow. *Applied and Environmental Microbiology*, 66 (10), p. 4514–4517.
- Carter, R. E., et Lowe, L. E. (1986) Lateral variability of forest floor properties under second-growth Douglasfir stands and the usefulness of composite sampling techniques, *Canadian Journal of Forest Research*, 16, p. 1128–1132.

Chantigny, M. H. (2003). Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma*, 113, p. 357–380.

Chin, Y., Aiken, G. R., et O'loughlin, E.. (1994). Molecular weight, polydispersity, and spectroscopic properties of aquatic humic substances. *Environ. Sci. Technol.* 28, p. 1853–1858 *in* McKnight, D. M., Boyer, E. W., Westerhoff, P. K., Doran, P. T., Kulbe, T., et Andersen, D. T. (2001). Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnology and Oceanography*, 46 (1), p. 38–48.

Clément, J. C., Robson, T. M., Guillemin, R., Saccone, P., Locht, J., Aubert, S., et Lavorel, S. (2011). The effects of snow-N deposition and snowmelt dynamics on soil-N cycling in marginal terraced grasslands in the French Alps. *Biogeochemistry*, 108 (1-3), p. 297–315.

Cline, D. (1995). Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental alpine site. *in* Tonnessen, K., Williams, M., Tranter, M., (eds). *Biogeochemistry of snow-covered catchments*. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK., 228, p. 157-166.

Coble, P G, Green, S. A., Blough, N. V, et Gagosian, R. B. (1990). Characterisation of dissolved organic matter in the Black Sea by fluorescence spectroscopy. *Nature*, 348(6300), p. 432-435.

Coble, P. G., Schultz, C., et Mopper, K. (1993). Fluorescence contouring analysis DOC Intercalibration Experiment samples: A comparison of techniques, *Marine Chemistry*, 41, p. 173–178.

Coble, P. G. (1996). Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Marine Chemistry*, 51, p. 325–346.

Coble, P. G. (2007). Marine optical biogeochemistry: the chemistry of ocean color. *Chemical Reviews*, 107 (2), p. 402–418.

Colbeck, S. C. (1989). Air movement in snow due to windpumping. *Journal of Glaciology*, 35(120), p. 209–213.

Cory, R. M., et McKnight, D. M. (2005). Fluorescence spectroscopy reveals ubiquitous presence of oxidized and reduced quinones in dissolved organic matter. *Environmental Science & Technology*, 39 (21), p. 8142–9.

Cragin, J. H., Hewitt, A. D., et Colbeck, S. C. (1993). Elution of Ions from Melting Snow : Chromatographic Versus Metamorphic Mechanisms. *Cold Regions Research & Engineering Laboratory*, 20p.

Currie, W.S., Aber, J.D., McDowell, W.H., Boone, R.D., et Magill, A.H. (1996). Vertical Transport of Dissolved Organic C and N under Long-Term N Amendments in Pine and Hardwood Forests. *Biogeochemistry*, 35 (3), p. 471-505.

Deguillaume, L., Leriche, M., Amato, P., Ariya, P. A., Delort, A.-M., Pöschl, U., Chaumerliac, N., Bauer, H., Flossmann, A. I., et Morris, C. E. (2008). Microbiology and atmospheric processes: chemical interactions of primary biological aerosols. *Biogeosciences*, 5 (4), p. 1073–1084.

Determann, S., Lobbes, J. M., Reuter, R., et Rullkötter, J. (1998). Ultraviolet fluorescence excitation and emission spectroscopy of marine algae and bacteria. *Marine Chemistry*, 62, p. 137–156.

DeWalle, D. R., et Rango, A. (2008). Principles of snow hydrology. Chapter 3, p. 48-75, New York, Cambridge University Press, 410p.

Dominé, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., et Picard, G. (2008). and Physics Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, p. 171–208.

Dionne, J., Dubé, P.-A., Laganière, M., et Desjardins, Y. (1999). Golf Green Soil and Crown-Level Temperatures under Winter Protective Covers. *Agronomy Journal*, 9 (2), p. 227-233.

Dominé, F., et Shepson, P. B. (2002). Air-snow interactions and atmospheric chemistry. *Science*, 297 (5586), p. 1506–10.

Dou, F., Ping, C.L., Guo, L., Jorgenson, T. (2008). Estimating the Impact of Seawater on the Production of Soil Water-Extractable Organic Carbon during Coastal Erosion. *Journal of Environmental Quality*, 37, p. 2368-2374.

Drolet, J.-Y., et Gagné, G. (1989). Étude des sols défrichés du comté de Rimouski (Qué.) - Périmètre Saint-Simon / Sainte-Flavie / Les Hauteurs, Agriculture Canada, 189 p.

Dubnick, A., Barker, J., Sharp, M., Wadham, J., Lis, G., Telling, J., Fitzsimons, S., et Jackson, M. (2010). Characterization of dissolved organic matter (DOM) from glacial environments using total fluorescence spectroscopy and parallel factor analysis. *Annals of Glaciology*, 51 (56), p. 111–122.

Ducklow, H. W., Hansell, D. A., et Morgan, J.A. (2007). Dissolved organic carbon and nitrogen in the Western Black Sea. *Marine Chemistry*, 105, p. 140–150.

Edwards, A. C., Scalenghe, R., et Freppaz, M. (2007). Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes : a review, *Quaternary International*, 162-163, p. 172-181.

Environnement Canada. (2011). Archives nationales d'information et de données climatologiques pour le Canada, Environnement Canada, [En ligne], Consulté le 30 mars 2011, tiré de http://climate.weatheroffice.gc.ca/Welcome_f.html.

Environnement Canada. (2012). Archives nationales d'information et de données climatologiques pour le Canada, Environnement Canada, [En ligne], Consulté le 23 septembre 2012, tiré de http://climate.weatheroffice.gc.ca/Welcome_f.html.

Environnement Canada. (1982a). Normales climatiques du Canada. 1951-1980. Température. Volume 2. Service de l'environnement atmosphérique. Programme climatologique canadien. 306p in Drolet, J.Y., et Gagné, G. (1989). Étude des sols défrichés du comté de Rimouski (Qué.) Périmètre Saint-Simon / Sainte-Flavie / Les Hauteurs. Agriculture Canada, Direction générale du développement agricole, 197p.

Environnement Canada. (1982b). Normales climatiques du Canada. 1951-1980. Précipitation. Volume 3. Service de l'environnement atmosphérique. Programme climatologique canadien. 602p in Drolet, J.Y., et Gagné, G. (1989). Étude des sols défrichés du comté de Rimouski (Qué.) Périmètre Saint-Simon / Sainte-Flavie / Les Hauteurs. Agriculture Canada, Direction générale du développement agricole, 197p.

Evet, S. R., Matthias, A. D., et Warrick, A. W. (1994). Chapter 5, p. A-129-182 in Sumner, M. E. (eds). (2000). Handbook of Soil Science. New York, Taylor & Francis Group, 2148p.

Fecteau, N. (2010). La biogéochimie du couvert nival, Mémoire de baccalauréat, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 63p. [En ligne], Consulté le 17 août 2011, tiré de http://aquatel.uqar.ca/Publi/Fecteau_MemoireBacc_UQAR_2011.pdf

Fellman, J. B., D'Amore, D. V., Hood, E., et Boone, R. D. (2010). Fluorescence characteristics and biodegradability of dissolved organic matter in forest and wetland soils from coastal temperate watersheds in southeast Alaska. Biogeochemistry, 88, p. 169-184.

Fichot, C. G., et Benner, R. (2012). The spectral slope coefficient of chromophoric dissolved organic matter ($S_{275-295}$) as a tracer of terrigenous dissolved organic carbon in river-influenced ocean margins. Limnology and Oceanography, 57 (5), p. 1453-1466.

Fitzhugh, R., Driscoll, C., et Groffman, P. (2001). Effects of soil freezing disturbance on soil solution nitrogen, phosphorus, and carbon chemistry in a northern hardwood ecosystem. Biogeochemistry, 56 (2), p. 215-238.

Fons, J., Sauras, T., Romanyà, J., et Vallejo, V. R. (1997). Sampling strategies. Annals of Forest Science, 54 (604), p. 493-499.

Fons, J., et Klinka, K. (1998). Chemical and biotic properties and temporal variation of moder humus forms in the rain forest near Vancouver, British Columbia. *Geoderma*, 86 (1-2), p. 83–98.

Freppaz, M., Williams, B. L., Edwards, A. C., Scalenghe, R., et Zanini, E. (2007). Labile nitrogen, carbon, and phosphorus pools and nitrogen mineralization and immobilization rates at low temperatures in seasonally snow-covered soils. *Biology and Fertility of Soils*, 43 (5), p. 519–529.

Fu, P. Q., Wu, F. C., Liu, C. Q., Wei, Z. Q., Bai, Y. C., et Liao, H. Q. (2006). Spectroscopic characterization and molecular weight distribution of dissolved organic matter in sediment porewaters from Lake Erhai, South-west China, *Biogeochemistry*, 81 (2), p. 179–189.

Goodroad, L. L., et Keeney, D. R. (1984). Site of nitrous oxide production in field soils. *Biology and Fertility of Soils*, 1 (1), p. 3–7.

Goss, K.-U. (1993). Adsorption of organic vapors on ice and quartz sand at temperatures below 0°C. *Environmental Science & Technology*, 27, p. 2826–2830. *in* Hogan, A., et Leggett, D. (1995). Soil-to-snow movement of synthetic organic compounds in natural snowpack. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, 228, p. 97–105.

Graber, E. R., et Rudich, Y. (2006). Atmospheric HULIS: How humic-like are they? A comprehensive and critical review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, p. 729–753.

Grannas, A. M., Jones, A. E., Dibb, J., Ammann, M., Anastasio, C., Beine, H. J., Bergin, M., *et al.* (2007). and Physics An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, p. 4329–4373.

Grannas, A. M., Shepson, P. B., et Filley, T. R. (2004). Photochemistry and nature of organic matter in Arctic and Antarctic snow. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, p. 1–10.

Gray, D. M., et Male, D. H. (eds). (1981). *Handbook of snow. Principles, processes, management and use.* Toronto, Oxford, New York, Sydney, Paris, Frankfurt: Pergamon Press, 776p.

Green, R. N., Trowbridge, R. L., et Klinka, K. (1993). Towards a taxonomic classification of humus forms. *Forest Science. Monogr*, 29, p. 1–48.

Grier, C. C., et McColl, J. G. (1971) Forest floor characteristics within a small plot in Douglas-fir in Western Washington, *Soil Science Society of America Proceeding*, vol. 35, p. 988–991 *in* Bélanger, N., et Van Rees, K. C. J., *Sampling Forest Soils*,

Chapter 2, p. 15-24 in Carter, M. R., et Gregorich, E. G. (2008) Soil Sampling and Methods of Analysis (2^e Éd.), Canadian Society of Soil Science, 1224p.

Grinde, B. (1983). Vertical Distribution of the Snow Alga *Chlamydomonas nivalis* (Chlorophyta, Volvocales). *Polar Biology*, 2, p. 159–162.

Groffman, P. M., Driscoll, C. T., Fahey, T. J., Hardy, J. P., Fitzhugh, R. D., et Tierney, G. L. (2001). Colder soils in a warmer world : A snow manipulation study in a northern hardwood forest ecosystem. *Biogeochemistry*, 56, p. 35–150.

Grogan, P., et Jonasson, S. (2006). Ecosystem CO₂ production during winter in a Swedish subarctic region: the relative importance of climate and vegetation type. *Global Change Biology*, 12, p. 1479–1495.

Hardy, J. P., Groffman, P. M., Fitzhugh, R. D., Henry, K. S., Welman, A. T., Demers, J. D., Fahey, T. J., Driscoll, C. T., Tierney, G. L., et Nolan, S. (2001). Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 56 (2), p. 151–174.

Havers, N., Burba, P., Lambert, J., et Klockow, D. (1998). Spectroscopic characterization of humic-like substances in airborne particulate matter. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 29, p. 45–54.

Hedstrom, N. R., et Pomeroy, J. W. (1998). Accumulation of intercepted snow in the boreal forest: measurements and modelling. *Hydrological Processes*, 12, p. 1611–1623 in Pomeroy, J. W., et Brun, E. (2001). Physical Properties of Snow. Chapter 2, p. 45-126 in Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.

Heiri, O., Lotter, A., et Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, p. 101–110.

Helms, J. R., Stubbins, A., Ritchie, J. D., Minor, E. C., Kieber, D. J., et Mopper, K. (2008). Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography*, 53 (3), p. 955–969.

Herbert, B. E., et Bertsch, P. M. (1995). Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution: a review. *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. Soil Science Society of America, Madison, WI, p. 63– 88 in McKnight, D. M., Boyer, E. W., Westerhoff, P. K., Doran, P. T., Kulbe, T., et Andersen, D. T. (2001). Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnology and Oceanography*, 46 (1), p. 38–48.

- Herbert, B. M. J., Villa, S., et Halsall, C. J. (2006). Chemical interactions with snow: understanding the behavior and fate of semi-volatile organic compounds in snow. *Ecotoxicology and environmental safety*, 63, p. 3–16.
- Hogan, A., et Leggett, D. (1995). Soil-to-snow movement of synthetic organic compounds in natural snowpack. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, 228, p. 97–105.
- Hoham, W., et Duval, B. (2001). Microbial Ecology of Snow and Freshwater Ice. Chapter 4, p. 168–228 *in* Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.
- Holling, C. S. (1973). Resilience And Stability of Ecological Systems. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 4, p. 1–23.
- Holmes, R. M., Aminot, A., K  rouel, R., Hooker, B. A., et Peterson, B. J. (1999). A simple and precise method for measuring ammonium in marine and freshwater ecosystems. *Canadian Journal of Fishing and Aquatic Sciences*, 56, p. 1801–1808.
- Hood, E., Fellman, J., Spencer, R. G. M., Hernes, P. J., Edwards, R., D'Amore, D., et Scott, D. (2009). Glaciers as a source of ancient and labile organic matter to the marine environment. *Nature*, 462 (7276), p. 1044–1047.
- Hood, E., Williams, M. W., et McKnight, D. M. (2005). Sources of dissolved organic matter (DOM) in a Rocky Mountain stream using chemical fractionation and stable isotopes. *Biogeochemistry*, 74 (2), p. 231–255.
- Hudson, N., Baker, A., Reynolds, D. M., Carliell-Marquet, C., et Ward, D. (2009). Changes in freshwater organic matter fluorescence intensity with freezing/thawing and dehydration/rehydration. *Journal of Geophysical Research*, 114, p. 1–11.
- Hunt, J. F., Ohno, T., et Fernandez, I. J. (2008). Influence of foliar phosphorus and nitrogen contents on chemical properties of water extractable organic matter derived from fresh and decomposed sugar maple leaves. *Soil Biology and Biochemistry*, 40 (7), p. 1931–1939.
- Inamdar, S., Finger, N., Singh, S., Mitchell, M., Levia, D., Bais, H., Scott, D., et McHale, P. (2012) Dissolved organic matter (DOM) concentration and quality in a forested mid-Atlantic watershed, USA, *Biogeochemistry*, 108, p. 55–76.
- Jellett, J. F., Li, W. K. W., Dickie, P. M., Boraie, A., et Kepkay, P. E. (1996). Metabolic activity of bacterioplankton communities assessed by flow cytometry and single carbon substrate utilization. *Marine Ecology Progress Series*, 136, p. 213–225.

Jones, E. B., Rango, A., et Howell, S. M. (1983). Snowpack Liquid Water Determinations Using Freezing Calorimetry. *Nordic Hydrology*, 14, p. 113-126 in DeWalle, D. R., et Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Chapter 3, p. 48-75, New York, Cambridge University Press, 410p.

Jones, H. G., Sochanska, W., Bougie, R., Charrette, J. Y. (1984). Développement d'une méthodologie d'étude sur les facteurs contrôlant la qualité des eaux de fonte et des eaux de ruissellement printanier au lac Laflamme. Québec. Sainte-Foy, Québec, Environnement Canada. Direction Générale des Eaux Intérieures (INRS-Eau, Rapport Scientifique 165) in Jones, H. G., et Sochanska, W. (1985). The chemical characteristics of snow cover in a northern boreal forest during the spring run-off period. *Annals of Glaciology*, 7, p. 167-174.

Jones, H. G., et Sochanska, W. (1985). The chemical characteristics of snow cover in a northern boreal forest during the spring run-off period. *Annals of Glaciology*, 7, p. 167-174.

Jones, H. G. (1987). Chemical dynamics of snowcover and snowmelt in a boreal forest. in *Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology*, (ed. Jones, H. G., et Orville-Thomas, W. J.). NATO ASI Series C, vol. 211. Dordrecht: Reidel Publishing Company, p. 531-574.

Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.

Jordan, R. E., Hardy, J. P., Perron, F. E., et Fisk, D. J. (1999). Air permeability and capillary rise as measures of the pore structure of snow: an experimental and theoretical study. *Hydrological Processes*, 13, p. 1733-1753.

Kanokkantapong, V., Marhaba, T. F., Panyapinyophol, B., et Pavasant, P. (2005). FTIR evaluation of functional groups involved in the formation of haloacetic acids during the chlorination of raw water. *Journal of hazardous materials*, 136 (2), p. 188-96.

Keeney, D. R., et Nelson, D. W. (1982). Nitrogen : Inorganic forms. p. 643-698 in Page, A.L., et al. (Éd.) *Methods of soil analysis*. Part 2. Chemical and microbiological properties, (2^e Éd.), SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.

Kirk, J. T. O. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. (2^e Éd.), Cambridge Univ. Press, 509p.

Klinka, K., Green, R. N., Trowbridge, R. L., et Lowe L. E. (1981). Taxonomic classification of humus forms in ecosystems of British Columbia. First approximation. — Province of British Columbia, Ministry of Forests, Land Management Reports, 8, p. 1-54.

- Kuhn, M. (2001). The nutrient cycle through snow and ice, a review. *Aquatic Sciences*, 63 (2), p. 150–167.
- Lamy, D. (2006). Dynamique bactérienne en Manche orientale - Relation avec les poussées de *Phaeocystis globosa*. Thèse de Doctorat, Université du littoral côte d'Opale, 385p.
- Langham, E. J. (1974). The occurrence and movement of liquid water in the snowpack. *Advances Concepts Technology Study Snow Ice Resources Interdisciplinary Symposium*, US National Academy Science, Washington, D.C., p. 67-75 in Gray, D. M., et Male, D. H. (eds). (1981). *Handbook of snow. Principles, processes, management and use*. Toronto, Oxford, New York, Sydney, Paris, Frankfurt: Pergamon Press, 776p.
- Lapierre, J.-F., et Frenette, J.-J. (2009). Effects of macrophytes and terrestrial inputs on fluorescent dissolved organic matter in a large river system. *Aquatic Sciences*, 71 (1), p. 15–24.
- Lakowicz J. R. (2009). *Principles of fluorescence spectroscopy*. (3^e Éd.), Springer-Verlag, New York Inc., 980 p.
- Lawaetz, A. J., et Stedmon, C. A. (2009). Fluorescence Intensity Calibration Using the Raman Scatter Peak of Water Fluorescence Intensity Calibration Using the Raman Scatter Peak of Water. *Applied Spectroscopy*, 63 (8), p. 936–940.
- Lebaron, P., Servais, P., Agogué, H., Courties, C., et Joux, F. (2001). Does the High Nucleic Acid Content of Individual Bacterial Cells Allow Us To Discriminate between Active Cells and Inactive Cells in Aquatic Systems ? *Applied and Environmental Microbiology*, 67 (4), p. 1775-1782.
- Leenheer, J. A., et Croué, J.-P. (2003). Characterizing Dissolved Aquatic Organic Matter. *Environmental Science & Technology*, p. 1-9.
- Legendre, P., et Legendre, L. (2012). *Numerical Ecology*. (3^e Éd.), vol 24, *Developments in Environmental Modelling*, Elsevier, Grande-Bretagne, 990p.
- Litynski, J. (1988). *Climats du Québec d'après la classification numérique*. Carte de format 100 X 130 cm. Éditions Gamma.
- Lobbess, J. M., Fitznar, H. P., et Kattner, G. (2000). Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (17), p. 2973–2983.
- Lundberg, A., et Halldin, S. (2001). Snow measurement techniques for land-surface-atmosphere exchange studies in boreal landscapes. *Theoretical and Applied Climatology*, 70, p. 215–230.

- Lundquist, E. J., Jackson, L. E., et Scow, K. M. (1999). Wet-dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 31, p. 1031–1038.
- Marschner, B., Kalbitz, K. (2003). Controls on the bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma*, 113, p. 211–235.
- Massicotte P., et Frenette, J.-J. (2011). Spatial connectivity in a large river system: resolving the sources and fate of dissolved organic matter, *Ecological Applications*, 21 (7), p. 2600–2617.
- MathWorks. (2008). MATLAB. Version R2008b. MathWorks, Natick, Massachusetts, USA.
- McFee, W. W., et Stone, E. L. (1965). Quantity, distribution and variability of organic matter and nutrients in a forest podzol in New York, *Soil Science Society of America Proceeding*, vol. 29, p. 432–436 *in* Bélanger, N., et Van Rees, K.C.J., *Sampling Forest Soils*, Chapter 2, p. 15–24 *in* Carter, M.R., et Gregorich, E.G. (2008). *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2^e Éd.), Canadian Society of Soil Science, 1224p.
- McLeod, B. R. (2008). The Influence of Snowcover Distribution and Variable Melt Regimes on the Transport of Nutrients from Two High Arctic Watershed. Thèse de doctorat, Queen's University, Kingston (Ontario), Canada, 169p.
- McKnight, D. M., Boyer, E. W., Westerhoff, P. K., Doran, P. T., Kulbe, T., & Andersen, D. T. (2001). Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnology and Oceanography*, 46 (1), p. 38–48.
- Miller, M.P., Simone, B.E., McKnight, D.M., Cory, R.M., Williams, M.W., et Boyer, E.W. (2010). New light on a dark subject: comment. *Aquatic Sciences*, 72, p. 269–275.
- Mladenov, N., Williams, M.W., Schmidt, S.K., et Cawley, K. (2012). Atmospheric deposition as a source of carbon and nutrients to an alpine catchment of the Colorado Rocky Mountains. *Biogeosciences*, 9, p. 3337–3355.
- Mobed, J. J., Hemmingsen, S. L., Autry, J. L., et McGown, L. B. (1996). Fluorescence characterization of IHSS humic substances: Total luminescence spectra with absorbance correction. *Environmental Science & Technology*, 30, p. 3061–3065.
- Murphy, T. J. (1974). Source of phosphorus inputs from the atmosphere and their significance to oligotrophic lakes., Final Report, Project No. A-065-III, 49p.

- Nomura, D., Shirasawa, K., Matoba, S., Nishioka, J., et Toyota, T. (2008). Nutrient status of snow cover and sea ice in the southern Sea of Okhotsk. Amur River/Geochemical cycle, PICES Scientific Report No. 36, p. 55-59.
- O'Donnell, J. A., Aiken, G. R., Kane, E. S., et Jones, J. B. (2010). Source water controls on the character and origin of dissolved organic matter in streams of the Yukon River basin, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 115, p. 1-12.
- Ohno, T. (2002). Fluorescence inner-filtering correction for determining the humification index of dissolved organic matter. *Environmental Science & Technology*, 36 (4), p. 742-6.
- Ohno, T., Fernandez, I. J., Hiradate, S., et Sherman, J. F. (2007). Effects of soil acidification and forest type on water soluble soil organic matter properties. *Geoderma*, 140, p. 176-187.
- Painter, T. H., Duval, B., Thomas, W. H., Heintzelman, S., Dozier, J., et Mendez, M. (2001). Detection and Quantification of Snow Algae with an Airborne Imaging Spectrometer. *Applied and environmental microbiology*, 67 (11), p. 5267-5272.
- Perdue, E. M. (1998), Chemical composition, structure, and metal binding properties in Aquatic Humic Substances, Édité par Hessen, D.O., et Tranvik, L.J., Springer, New York, p. 41-61.
- Pernet-Coudrier, B. (2008). Influence de la matière organique dissoute sur la spéciation et la biodisponibilité des métaux : cas de la Seine, un milieu sous forte pression urbaine. Thèse de Doctorat, Université Paris-Est.
- Petrone, K., Buffam, I., et Laudon, H. (2007). Hydrologic and biotic control of nitrogen export during snowmelt: A combined conservative and reactive tracer approach. *Water Resources Research*, 43, p. 1-3.
- Pomeroy, J. W., et Brun, E. (2001). Physical Properties of Snow. Chapter 2, p. 45-126 in Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.
- Priemé, A., et Christensen, S. (2001). Natural perturbations, drying-wetting and freezing-thawing cycles, and the emission of nitrous oxide, carbon dioxide and methane from farmed organic soils, *Soil Biology & Biogeochemistry*, 33, p. 2083-2091.
- Price, P. B., et Sowers, T. (2004). Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)*, 101 (13), p. 4631-4636.

Pruppacher, H. R. et Klett, J. D. (1997). Microphysics of clouds and precipitation. (2^e Éd.), Kluwer Academic Publishers, 954p. *in* Kuhn, M. (2001). The nutrient cycle through snow and ice, a review. *Aquatic Sciences*, 63 (2), p. 150–167.

R Development Core Team. (2011). R: A language and environment for statistical computing. R 2.14.1 et R Studio 0,96, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Raimbault, P., Pouvesle, W., Diaz, F., Garcia, N., et Sempéré, R. (1999). Wet-oxidation and automated colorimetry for simultaneous determination of organic carbon, nitrogen and phosphorus dissolved in seawater. *Marine Chemistry*, 66, p. 161–169.

Rike, A. J., Haugen, K. B., et Engene, B. (2005). In situ biodegradation of hydrocarbons in arctic soil at sub-zero temperatures - field monitoring and theoretical simulation of the microbial activation temperature at a Spitsbergen contaminated site. *Cold Regions Science and Technology*, 41, p. 189–209.

Robertson, G. P., Coleman, D. C., Bledsoe, C.S., et Sollins, P. (1999) Standard soil methods for long-term ecological research Oxford University Press, New York Oxford, 462p.

SASO (Saudi Arabian Standards Organization). (2006). Guide to the expression of uncertainty in measurement (p. 138).

Sattler, B., Puxbaum, H., et Psenner, R. (2001). Bacterial growth in supercooled cloud droplets. *Geophysical Research Letters*, 28, p. 239–242.

Schlitzer, R. (2009). Ocean Data View 4.3, tiré de <http://odv.awi.de>.

Schmidt, R. A., et Troendle, C. A. (1992). Sublimation of intercepted snow as a global source of water vapor. *Proc. Western Snow Conference*, 60, p. 1-9 *in* Pomeroy, J. W., et Brun, E. (2001). Physical Properties of Snow. Chapter 2, p. 45-126 *in* Jones, H. G., Pomeroy, J. W., Walker, D. A., et Hoham, R. W. (2001). *Snow Ecology An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, New York, Cambridge University Press, 378p.

Segawa, T., Miyamoto, K., Ushida, K., Agata, K., Okada, N., et Kohshima, S. (2005). Seasonal change in bacterial flora and biomass in mountain snow from Tateyama mountains, Japan, analyzed by 16SrRNA gene sequencing and real-time PCR. *Applied Environmental Microbiology*, 71, p. 123–130.

Servais, P., Garnier, J., Demarteau, N., Brion, N., et Billen, G. (1999). Supply of Organic Matter and Bacteria to Aquatic Ecosystems Through Waste Water. *Water Resources Research*, 33 (16), p. 3521–3531.

Shanley, J. B., et Chalmers, A. (1999). The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont, *Hydrological Processes*, 13, p. 1843-1857.

Sharma, S., Szele, Z., Schilling, R., Munch, J. C., et Schlöter, M. (2006). Influence of freeze-thaw stress on the structure and function of microbial communities and denitrifying populations in soil. *Applied and Environmental Microbiology*, 72 (3), p. 2148-2154.

Soil Classification Working Group. (2003). *Le système canadien de classification des sols*. (3^e Éd.), NRC Research Press, 212p.

Stedmon, C A, Markager, S., et Kaas, H. (2000). Optical Properties and Signatures of Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM) in Danish Coastal Waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51 (2), p. 267-278.

Stedmon, C. A, Markager, S., et Bro, R. (2003). Tracing dissolved organic matter in aquatic environments using a new approach to fluorescence spectroscopy. *Marine Chemistry*, 82 (3-4), p. 239-254.

Stedmon, C. A., et Markager, S. (2005). Tracing the production and degradation of autochthonous fractions of dissolved organic matter using fluorescence analysis. *Limnology and Oceanography*, 50 (5), p. 1415-1426.

Stedmon, C. A, et Bro, R. (2008). Characterizing dissolved organic matter fluorescence with parallel factor analysis : a tutorial. *Limnology and Oceanography : Methods*, 6, p. 572-579.

Stottlemeyer, R., et Toczydlowski, D. (1999). Seasonal change in precipitation, snowpack, snowmelt, soil water and streamwater chemistry, northern Michigan. *Hydrological Processes*, 13 (14-15), p. 2215-2231.

Stubbins, A., Hood, E., Raymond, P. a., Aiken, G. R., Sleighter, R. L., Hernes, P. J., Butman, D., Hatcher, P. G., Striegl, R. G., Paul Schuster, P., Abdulla, H. A. N., Vermilyea, A. W., Scott, D. T., et Spencer, R. G. M. (2012). Anthropogenic aerosols as a source of ancient dissolved organic matter in glaciers. *Nature Geoscience*, 5 (3), p. 198-201.

Sumner, M. E. (eds). (2000). *Handbook of Soil Science*. New York, Taylor & Francis Group, 2148 p.

Thurman, E. M. (1985). *Organic Geochemistry of Natural Waters*. 497p in Boyer, E. W., Hornberger, G. M., Bencala, K. E., et McKnight, D. M. (1997). Response characteristics of DOC flushing in an alpine catchment. *Hydrological Processes*, 11, p. 1635-1647.

- Ugolini, F. C., Dawson, H., et Zachara, J. (1977). Direct Evidence of Particle Migration in the Soil Solution of a Podzol. *Science, New Series*, 198 (4317), p. 603–605.
- Verseveld, W. J. V., McDonnell, J. J., et Lajtha, K. (2008). A mechanistic assessment of nutrient flushing at the catchment scale. *Journal of Hydrology*, 358, p. 268–287.
- Voisin, D., Jaffrezo, J.-L., Houdier, S., Barret, M., Cozic, J., King, M. D., France, J. L., Reay, H. J., Amanda Grannas, A, Kos, G, Ariya, P. A., Beine, H. J., et Dominé, F. (2012). Carbonaceous species and humic like substances (HULIS) in Arctic snowpack during OASIS field campaign in Barrow. *Journal of Geophysical Research*, 117, p. 1–17
- Weishaar, J. L., Aiken, G. R., Bergamaschi, B. A, Fram, M. S., Fujii, R., et Mopper, K. (2003). Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon. *Environmental Science & Technology*, 37 (20), p. 4702–4708.
- Wesemael, B., er Veer, M. A. C. (1992). Soil organic matter accumulation, litter decomposition and humus forms under mediterranean-type forests in southern Tuscany, Italy. *Journal of Soil Science*, 43 (1), p. 133–144.
- Williams, M.W., Knauf, M., Cory, R., Caine, N., et Liu, F. (2007). Nitrate Content and Potential Microbial Signature of Rock Glacier Outflow, Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (7), p. 1032–1047.
- Willis, W. O., Carlson, C. W., Alessi, J., et Haas, H. J. (1961). Depth of Freezing and Spring Run-Off as Related to Fall Soil-Moisture Level. *Canadian Journal of Soil Science*, 41 (1), p. 115–123 in Shanley, J. B., et Chalmers, A. (1999). The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont, *Hydrological Processes*, 13, p. 1843–1857.
- Winston, G. C., et Stephens, B. B. (1995). Seasonal variability in CO₂ transport through snow in a boreal forest. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, 228, p. 61–70.
- Yu, G.-H., Luo, Y.-H., Wu, M.-J., Tang, Z., Liu, D.-Y., Yang, X.-M., et Shen, Q.-R. (2010). PARAFAC modeling of fluorescence excitation-emission spectra for rapid assessment of compost maturity. *Bioresource technology*, 101, p. 8244–8251.
- Zepp, R. G., Sheldon, W. M., et Moran, M. A. (2004). Dissolved organic fluorophores in southeastern U.S. coastal waters: correction method for eliminating Rayleigh and Raman scattering peaks in excitation–emission matrices, *Marine Chemistry*, 89, p. 15–37.

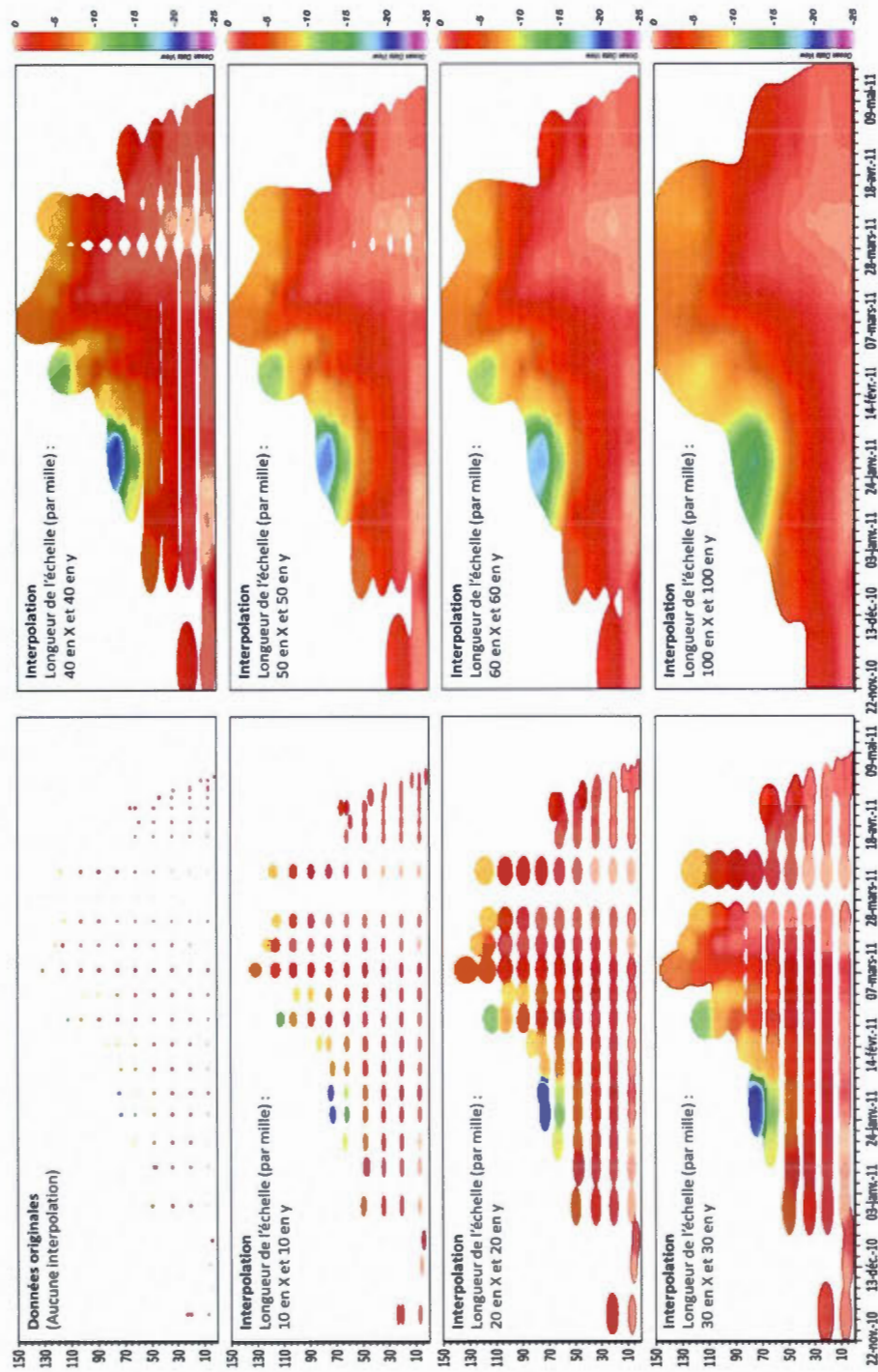
Zhao, L., Gray, M. D., et Male, D. H. (1997). Numerical analysis of simultaneous heat and mass transfer during infiltration into frozen ground. *Journal of Hydrology*, 200 (1-4), p. 345-363.

Zhao, H. (2011). Analyse de la matière organique et ses propriétés dans l'environnement naturel en spectroscopie de fluorescence 3D traitée par PARAFAC. Thèse de Doctorat, Université du sud Toulon-Var, 185p.

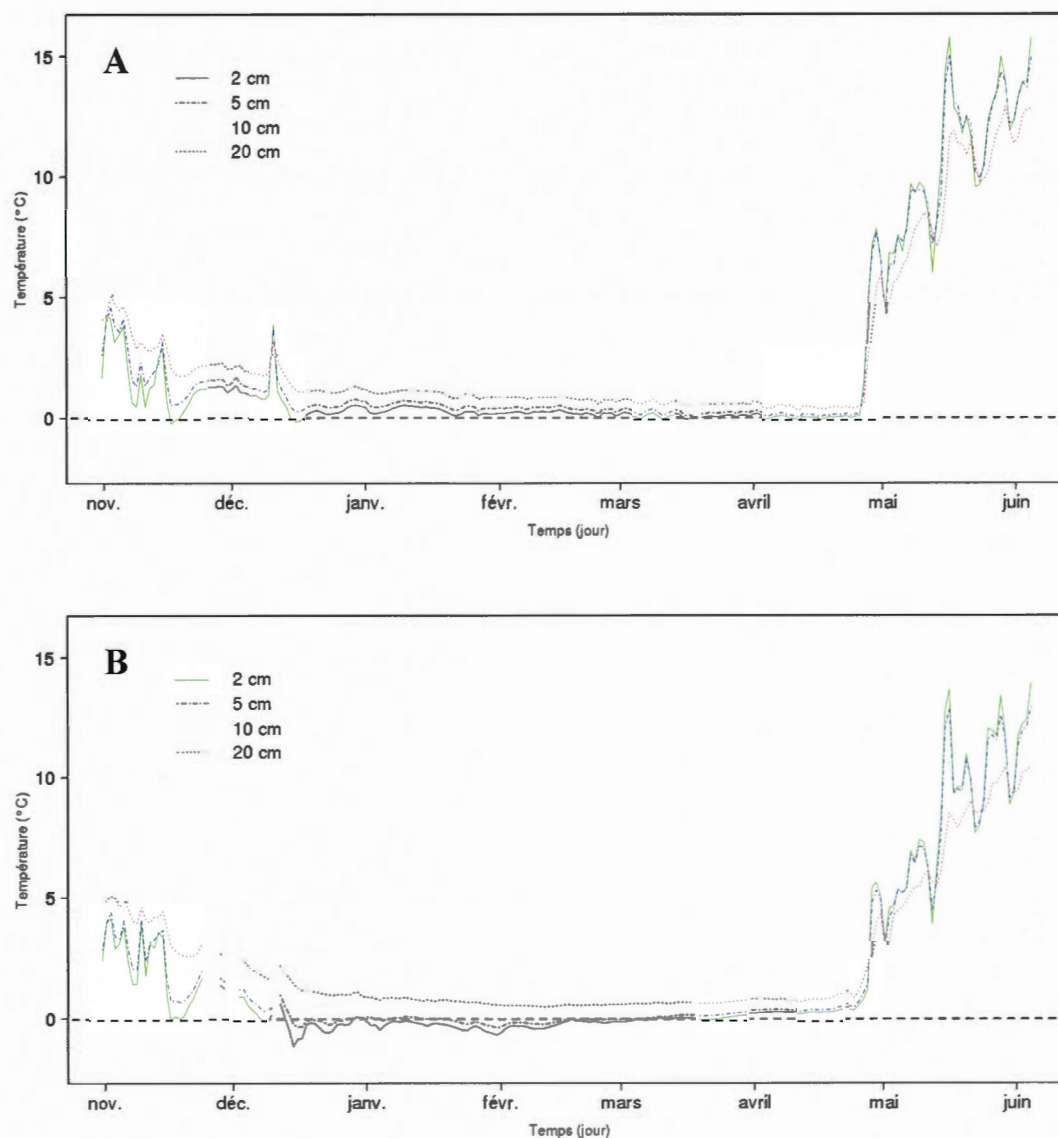
Zsolnay, Á. (1996). Dissolved humus in soil waters. Chapter 4, p. 171-223 in Piccolo, A. (eds), *Humic substances in terrestrial ecosystems*. Elsevier, New York, 675 p.

Zsolnay, Á. (2003). Dissolved organic matter: artefacts, definitions, and functions. *Geoderma*, 113 (3-4), p. 187-209.

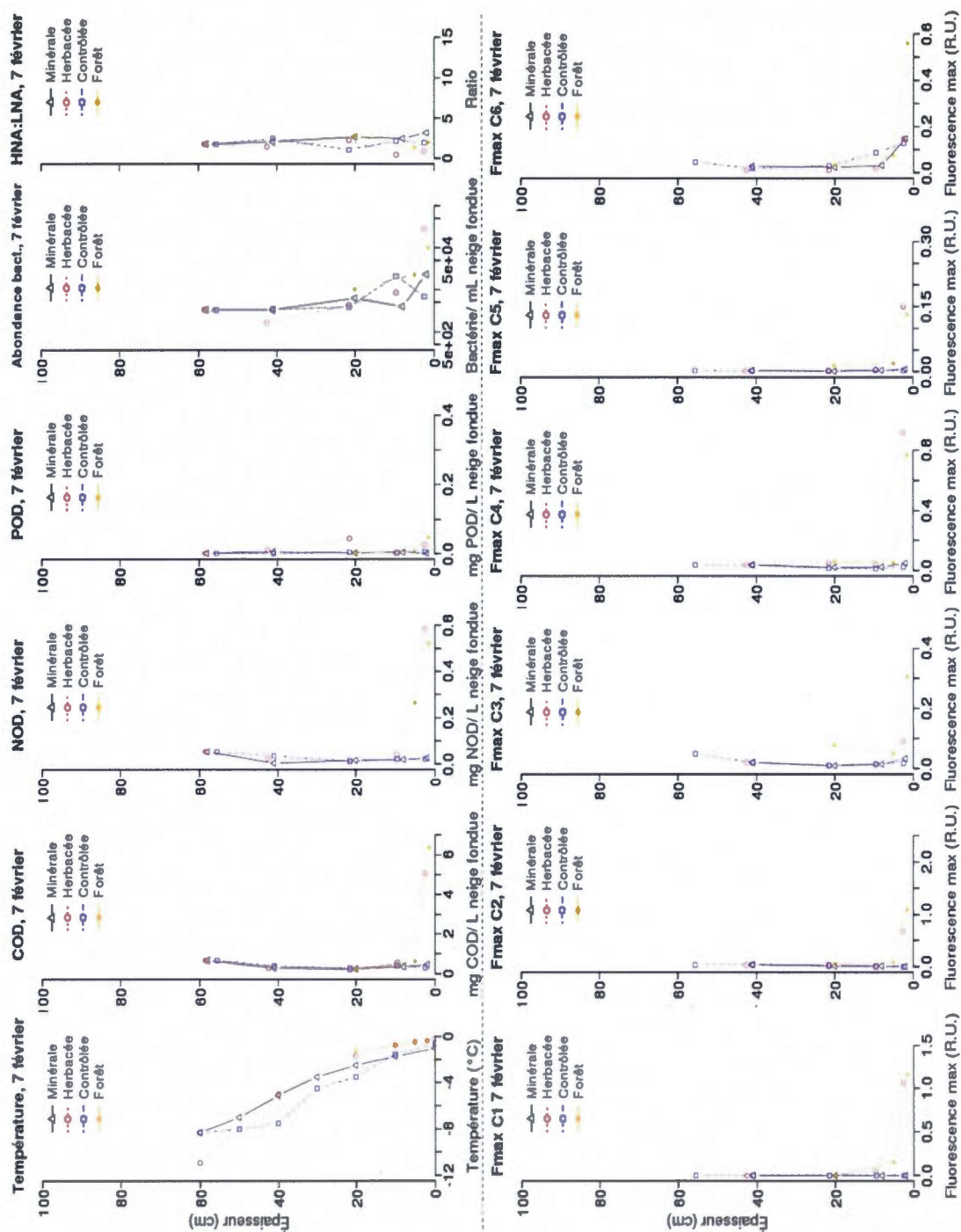
ANNEXE



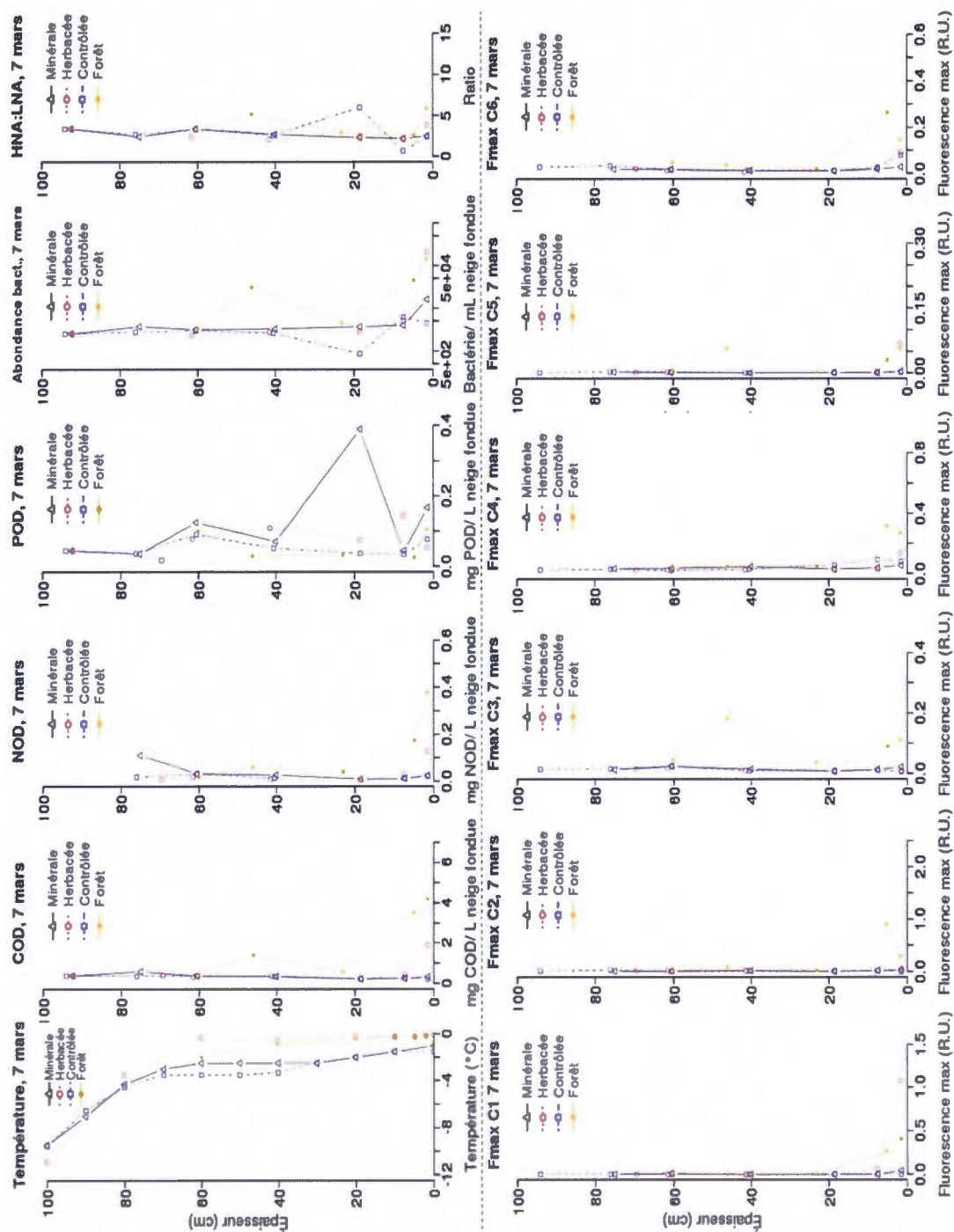
Annexe A.1 : Données de T_{neige} de la parcelle Contrôlé et 7 interpolations (*VG Gridding*) des axes X (temps) et Y (hauteur de neige; cm) avec *ODV*; la limite de qualité est de 2,5; les points bruns marquent les échantillons



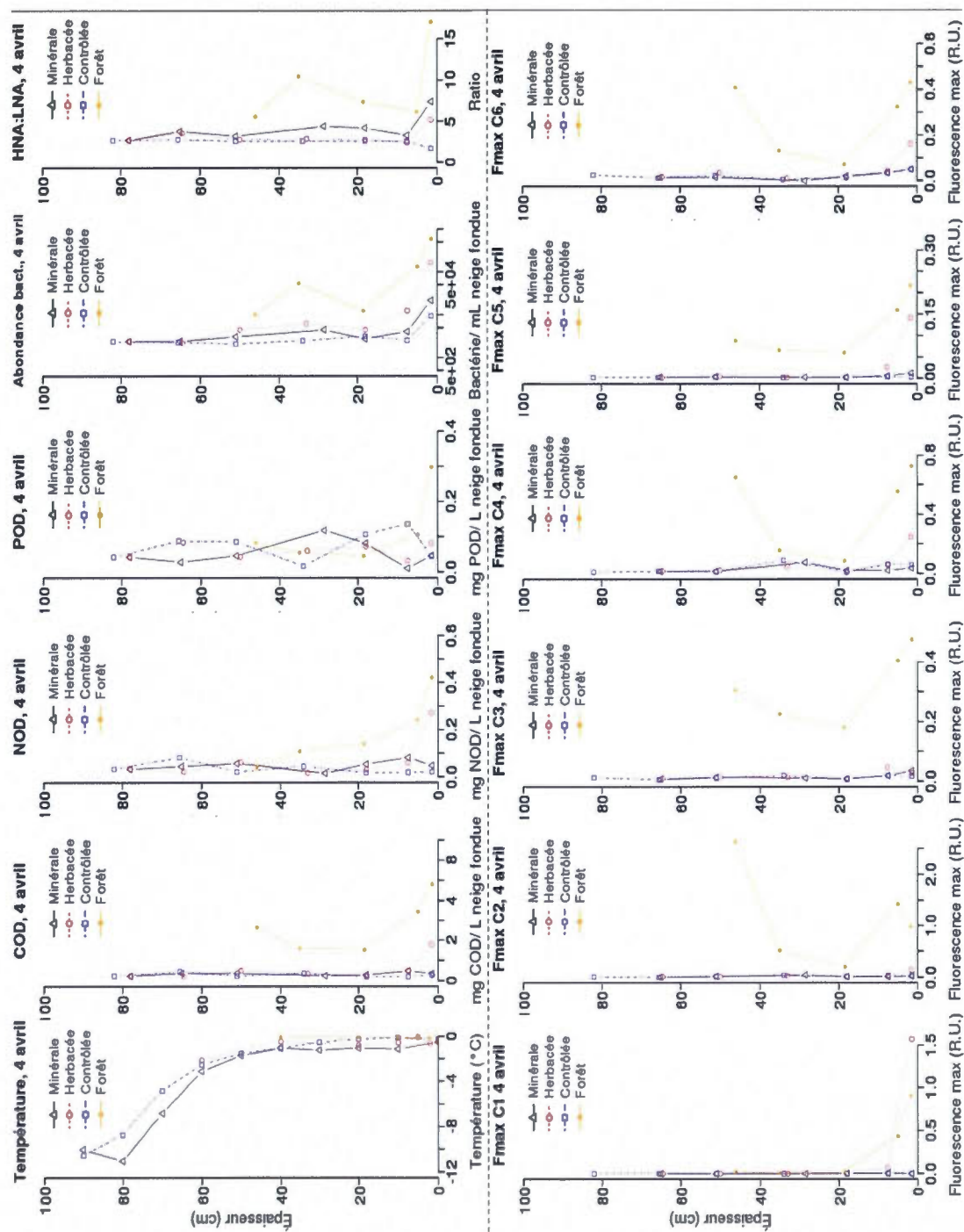
Annexe A.2: $T^{\text{méd}}$ journalières du sol aux profondeurs 2, 5, 10 et 20 cm pour les parcelles Herbacé (A) et Forêt (B); la ligne tiretée noire horizontale indique la température à 0 °C



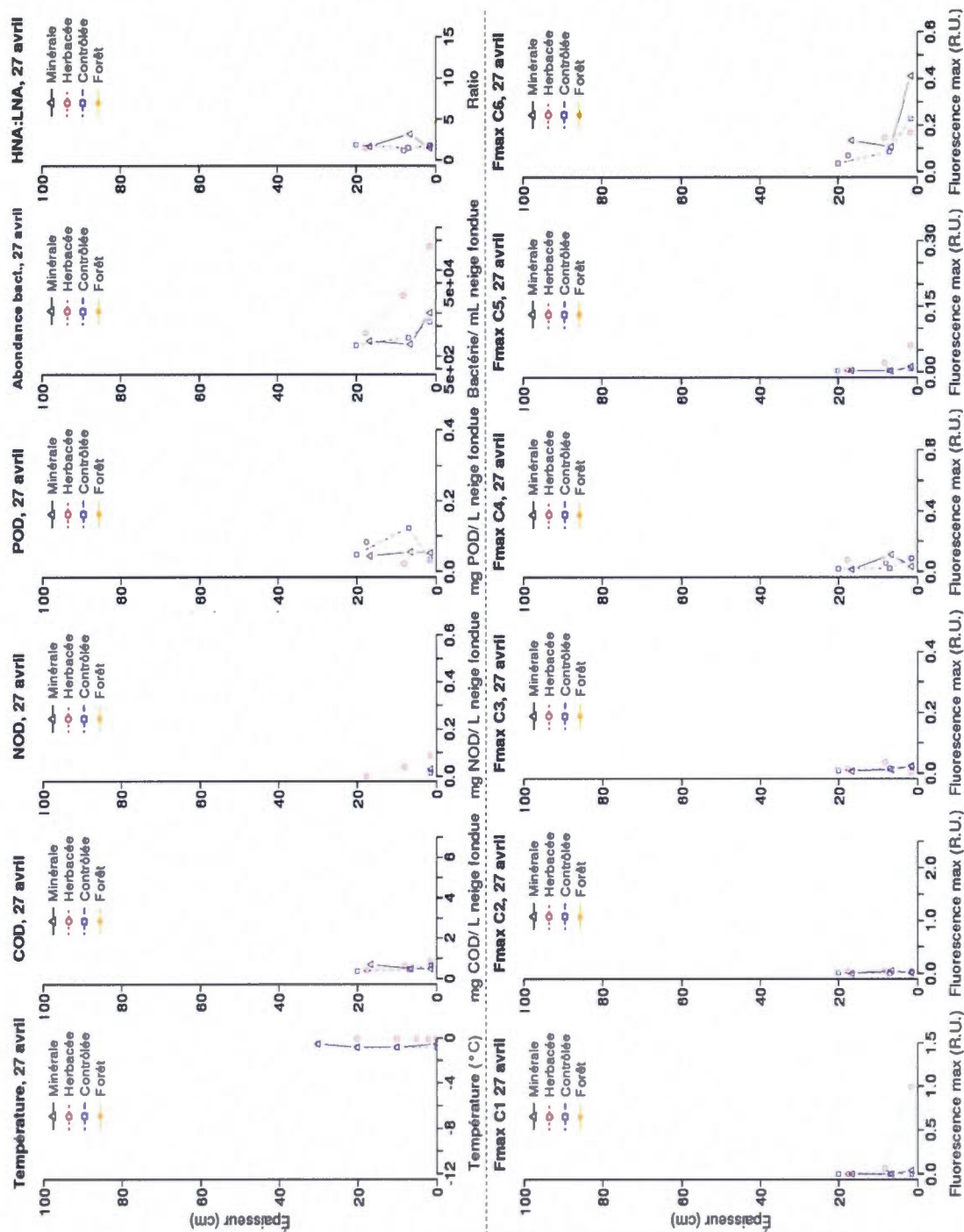
Annexe A.3: Profils verticaux du couvert nival du **7 février**: $T^{\text{méd}}$ (°C) à l'échantillonnage; COD, NOD, POD (mg L^{-1} neige fondue); abondance bactérienne (bactéries mL^{-1} neige fondue); rapport HNA:LNA; F_{max} (U.R.) pour les composantes 1 à 6 de la neige



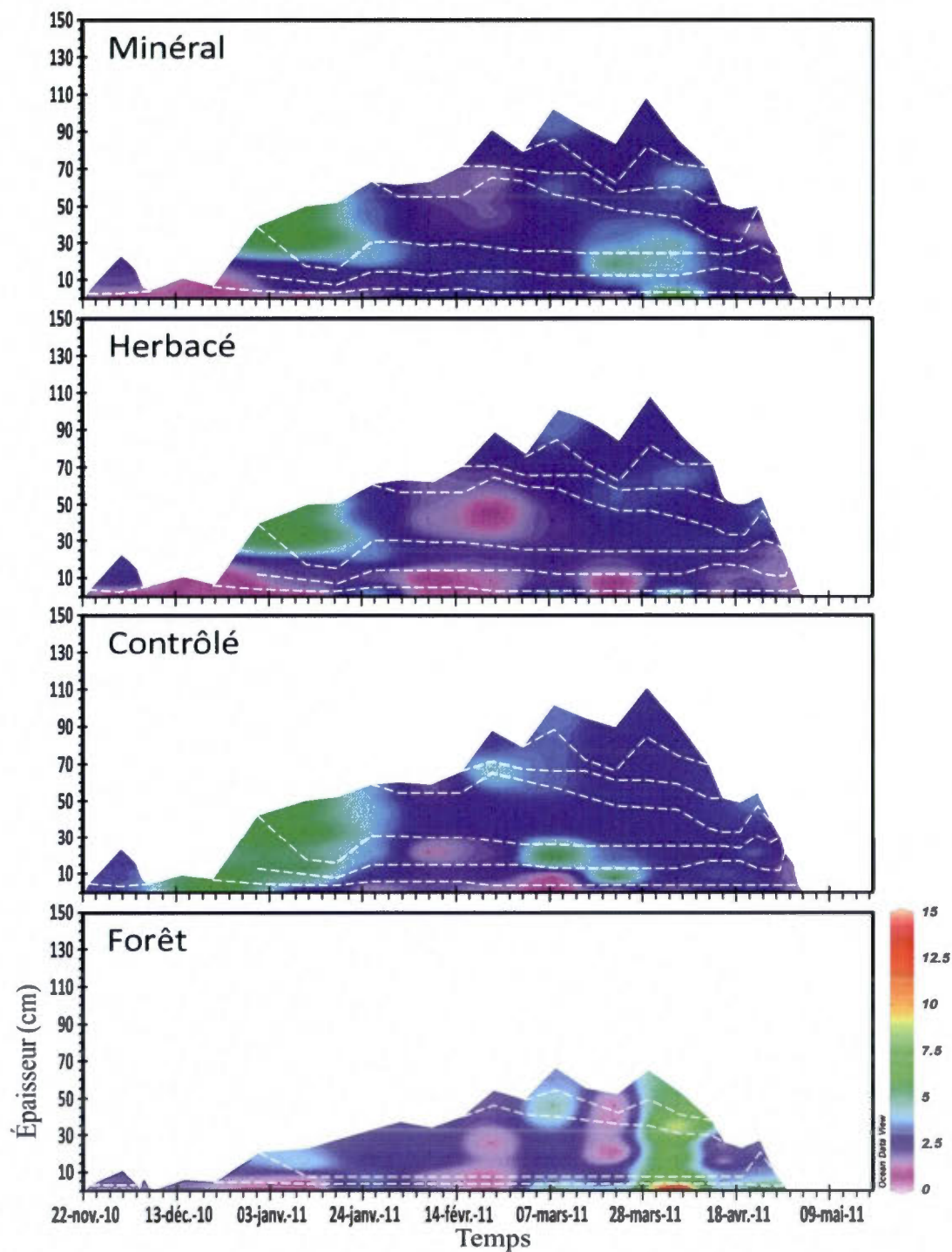
Annexe A.4: Profils verticaux du couvert nival du 7 mars: $T^{\text{méd}}$ ($^{\circ}\text{C}$) à l'échantillonnage; COD, NOD, POD (mg L^{-1} neige fondue); abondance bactérienne (bactéries mL^{-1} neige fondue); rapport HNA:LNA; F_{max} (U.R.) pour les composantes 1 à 6 de la neige



Annexe A.5: Profils verticaux du couvert nival du 4 avril: $T^{\text{méd}}$ (°C) à l'échantillonnage; COD, NOD, POD (mg L⁻¹ neige fondue); abondance bactérienne (bactéries mL⁻¹ neige fondue); rapport HNA:LNA; F_{max} (U.R.) pour les composantes 1 à 6 de la neige



Annexe A.6: Profils verticaux du couvert nival du **27 avril**: $T^{\text{méd}}$ (°C) à l'échantillonnage; COD, NOD, POD (mg L⁻¹ neige fondue); abondance bactérienne (bactéries mL⁻¹ neige fondue); rapport HNA:LNA; F_{max} (U.R.) pour les composantes 1 à 6 de la neige



Annexe A.7: Rapport HNA:LNA à une résolution hebdomadaire en période d'accumulation et aux 2-3 jours à la fonte pour les quatre parcelles; les lignes blanches en tirets représentent les couches échantillonnées

Annexe A.8: Valeurs de P basées sur les tests statistiques de Wilcoxon et de Shapiro des comparaisons de moyennes des paramètres chimiques, biologiques et optiques des couches 1, 2 et 3 du manteau neigeux de chaque parcelle

	Neige (couches 1, 2 et 3)											
	Contrôle-Minéral			Contrôle-Herbacé			Contrôle-Forêt			Minéral-Herbacé		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
N-NH4 ($n=12-14, 10-12, 8-11$)	ns	ns	ns	(*)	ns	ns	ns	*	*	ns	ns	*
N-NO2+NO3 ($n=12-15, 10-12, 9-10$)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	(*)	ns	ns	*
P-PO4 ($n=12-15, 10-12, 9-11$)	(*)	ns	(*)	***	ns	*	***	*	*	ns	ns	*
COD ($n=6-8, 5-6, 4-6$)	ns	ns	ns	**	ns	ns	**	ns	ns	*	ns	ns
NOD ($n=6-8, 4-5, 2-5$)	ns	ns	ns	*	*	ns	*	ns	ns	*	ns	ns
POD ($n=6-8, 4-6, 4-7$)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	(*)	ns	ns	ns	ns
NTD ($n=6-8, 5-6, 4-5$)	ns	ns	ns	**	ns	ns	(*)	ns	ns	**	ns	ns
PTD ($n=6-7, 4-6, 4-7$)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
C : NTD ($n=6-10, 5-6, 4-5$)	ns	ns	ns	(*)	ns	ns	ns	ns	ns	(*)	ns	ns
C : PTD ($n=6-9, 5-6, 5$)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	(*)	ns	(*)	ns	ns
NTD : PTD ($n=6-9, 5-6, 4-5$)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C1 ($n=22-28, 20-23, 18-20$)	ns	(*)	ns	***	***	ns	***	***	**	***	***	*
Fluorescence max C2 ($n=21-28, 20-23, 18-20$)	ns	ns	ns	***	**	ns	***	***	***	***	***	***
Fluorescence max C3 ($n=22-28, 20-23, 18-20$)	***	ns	ns	*	(*)	ns	***	***	***	***	***	***
Fluorescence max C4 ($n=21-28, 20-23, 18-20$)	ns	ns	ns	***	(*)	ns	***	***	***	***	***	***
Fluorescence max C5 ($n=22-28, 20-23, 18-20$)	***	ns	ns	***	***	ns	***	***	***	***	***	***
Fluorescence max C6 ($n=21-28, 20-23, 18-20$)	ns	ns	ns	*	ns	ns	***	***	**	(*)	*	*
Abondance bactérienne ($n=11-15, 10-12, 9-10$)	*	ns	ns	**	ns	ns	***	*	**	*	ns	*
LNA ($n=11-15, 10-12, 9-10$)	ns	ns	ns	***	ns	ns	***	*	**	**	ns	*
HNA ($n=11-15, 10-12, 9-10$)	(*)	ns	ns	**	ns	ns	***	*	**	*	ns	*
HNA : LNA ($n=12-17, 10-12, 9-10$)	ns	ns	ns	ns	**	ns	ns	ns	ns	ns	*	ns

Valeurs de P : *** $P \leq 0.001$, ** $P \leq 0.01$, * $P \leq 0.05$, (*) $P \leq 0.1$, ns $P > 0.1$

Annexe A.9: Valeurs de P basées sur les tests statistiques de Wilcoxon et de Shapiro des comparaisons de moyennes des paramètres chimiques, biologiques et optiques des couches 4, 5 et 6 du manteau neigeux de chaque parcelle

	Neige (couches 4, 5 et 6)											
	Contrôle-Minéral			Contrôle-Herbacé			Minéral-Herbacé					
	4	5	6	4	5	6	4	5	6	4	5	6
N-NH4 (n=9, 6-7, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
N-NO2+NO3 (n=9, 7, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
P-PO4 (n=9, 7, 4)	**	ns	ns	**	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
COD (n=4, 3, 2)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
NOD (n=3, 3, 2)	ns	ns	ns	(*)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
POD (n=4-5, 4-5, 3-4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
NTD (n=4, 3, 2)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
PTD (n=4-5, 4-5, 3-4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
C : NTD (n=4, 3-4, 2)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
C : PTD (n=4, 3-4, 2)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
NTD : PTD (n=4, 3-4, 2)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C1 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C2 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C3 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C4 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C5 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Fluorescence max C6 (n=16-18, 10-14, 6-8)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Abondance bactérienne (n=9, 7, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
LNA (n=9, 7, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
HNA (n=9, 7, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
HNA : LNA (n=9, 7-8, 4)	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns

Valeurs de P : *** P ≤ 0.001, ** P ≤ 0.01, * P ≤ 0.05, (*) P ≤ 0.1, ns P > 0.1

Annexe A.10 : Statistiques descriptives de la cytométrie du manteau neigeux

Parcelle	n	Neige			
		Abondance bactérienne		HNA:LNA	
		\bar{X} -Médiane \pm s	Étendue	\bar{X} -Médiane \pm s	Étendue
Minéral	60	6,6-3,4 \pm 8,8	0,9-48,4	2,7-2,7 \pm 0,6	1,2-7,4
Herbacé	60	5,7-3,5 \pm 17,8	0,8-1240	2,3-2,2 \pm 0,4	1,1-5,8
Contrôlé	64	3,6-2,8 \pm 3,0	0,6-21,1	2,8-2,6 \pm 0,7	1,3-6,2
Forêt	38	163,5-40,0 \pm 309,6	1,1-1670	3,5-2,8 \pm 0,7	3,1-17,1

Abondance bactérienne : millier de bactéries mL⁻¹ de neige fondue; les abréviations sont : HNA, bactéries à haut contenu en acides nucléiques (de l'anglais *high nucleic acid content*); et LNA, bactéries à faible contenu en acides nucléiques (de l'anglais *low nucleic acid content*)